ISSN 0366-0909

Академия наук СССР

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60

«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

USSR ACADEMY OF SCIENCES

COMMISSION FOR STUDY
OF THE QUATERNARY

BULLETIN
OF COMMISSION FOR STUDY OF THE QUATERNARY

N 60

Responsibles editors:
doctor of geological and mineralogical sciences
M.N. ALEKSEEV,
candidate of geographical sciences
V.E. MURZAYEVA

MOSCOW "NAUKA"
1991

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук
М.Н. АЛЕКСЕЕВ,
кандидат географических наук
В.Э. МУРЗАЕВА

МОСКВА "НАУКА"
1991

УДК 551.79

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 60: Сб. науч. тр. / Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. — М.: Наука, 1991. — 148 с. — ISBN 5-02-003522-X

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и по отдельным вопросам, рассматриваемым на примере различных районов СССР: юга Европейской территории, севера Западной Сибири, Якутии, Забайкалья, Сахалина и др. Публикуются статьи по биостратиграфии, опорным разрезам, палеолиту, литолого-генетические данные и палеогеографические построения.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов.

The suggested issue of the Bulletin includes the new data on global Quaternary problems and some regional evidence obtained from South European part of the USSR, Western Siberia, Yakutia, the Trans-Baikal region, Sakhalin etc. The papers present information on biostratigraphy, on key sections, the Paleolithic, as well as lithologo-genetic and palaeogeographic data.

The issue is addressed to geologists, palaeontologists, archaelogists.

Редакционная коллегия:

А.Л. Яншин (гл. редактор), *М.Н. Алексеев, А.А. Величко, В.П. Гричук, Н.И. Кригер, В.Э. Мурзаева, К.В. Никифорова, С.М. Шик*

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук *Ю.А. Лаврушин*,
кандидат геолого-минералогических наук *И.М. Хорева*

Редактор издательства *А.А. Фролова*

Б $\frac{1804040000-176}{042(02)-91}$ 397—91, I полугодие

© Издательство "Наука", 19

ISBN 5-02-003522-X

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.78:551.79

М.Н. АЛЕКСЕЕВ

О ПОЛОЖЕНИИ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ В ОБЩЕЙ ШКАЛЕ ФАНЕРОЗОЯ

Четвертичный период — это последний период в геологической истории Земли. Длительность его оценивается в 1,65 млн лет.

Более двух столетий назад, на заре геологической науки, ученые заметили существенные особенности молодых отложений, отличающие их от более древних. В 1760 г. итальянский ученый Д.Д. Ардуино ввел первую классификацию горных пород, подразделив их на четыре группы, из которых самую молодую назвал "четвертичным подразделением гор". Почти аналогичную классификацию предложили несколько позже русские исследователи В.М. Севергин (1815) и И.И. Эйхфельд (1827). Развитие горного дела и геологии уже в начале XIX в. подтвердило вывод о большом своеобразии молодых отложений. В 1825 г. Ж. Денуайе выделил "четвертичную систему", а в 1839 г. Ч. Лайель ввел термин "плейстоцен" для обозначения послетретичного (послеплиоценового) периода. Начиная с этого времени в геологическую литературу и практику прочно вошли термины "квартер", "четвертичная система (или период)" и "плейстоцен", причем последний на первых порах использовался применительно к морским отложениям. Но уже к середине прошлого столетия термин "плейстоцен" стал использоваться также для обозначения "ледникового" периода.

Таким образом, вопрос о выделении квартера в ранге системы и периода был достаточно определенно решен еще на самом раннем этапе развития геологических исследований. Большой вклад в разработку этой проблемы внесли русские ученые В.М. Севергин, И.И. Эйхфельд, Д.И. Соколов, Г.К. Разумовский, которые смогли развить "в общем близкие к нынешним представления о происхождении ледниковых образований" (Тихомиров, 1952) и независимо от западноевропейских исследователей пришли к выводу о большом отличии "послетретичных" отложений от "третичных" и о явной их обособленности среди других подразделений.

Выделение четвертичного периода основывалось главным образом на наиболее ярких событиях — древнем оледенении, многочисленные следы которого наблюдались в Северном полушарии, а также появлении человека. Поэтому еще в конце XIX в. А. Гейки предложил название "Creat Ice Age" — Великий ледниковый век. Позже при более детальных исследованиях, охвативших почти всю планету, было показано, что начало оледенения в кайнозое относится к концу палеогена. Вместе с тем было достаточно определенно установлено, что наиболее широко ледниковые процессы проявились в интервале времени от 1,5 млн лет и позже, т.е. практически в четвертичном периоде в современном понимании его объема.

Важнейшим событием четвертичного периода было широкое расселение чело-

века на Земле и становление его культуры. Это послужило основанием академику А.П. Павлову (1936) предложить новое название — "антропоген", "антропогеновый период" (система). Оно отражает главную специфику этого отрезка времени — развитие рода Homo, а на более поздних этапах — и возрастающее воздействие человека на природную среду. Постепенно название "антропоген" стало употребляться как хроностратиграфический эквивалент квартера — четвертичного периода (системы). Вопрос об этом новом названии неоднократно рассматривался Комиссией по стратиграфии Международного союза по изучению четвертичного периода. Было отмечено созвучие названий "антропоген", "неоген" и "палеоген".

Первая попытка разграничить неогеновую и четвертичную системы на основе биостратиграфического подхода была предпринята в 1913 г. М. Жинью (Gignoux, 1913), который выделил в разрезе Санта-Мария ди Катанзаро в Южной Италии калабрийский ярус. В основании морских отложений калабрия, включающих холодноводную фауну, стали проводить нижнюю границу квартера. Позже в ходе длительной дискуссии и детальных иследований, выполненных по нескольким международным и национальным программам, граница между неогеном и четвертичной системой была предложена и затем утверждена Комиссией по стратиграфии Международного союза геологических наук (МСГН) непосредственно выше палеомагнитного эпизода Олдувей эпохи обратной полярности Матуяма на хронологическом уровне приблизительно 1,60—1,65 млн л.н. (Bassett, 1985; Cowie, Bassett, 1989). В качестве стратотипического разреза неоген-четвертичной границы избран разрез Врика (Южная Италия, Калабрия, п-ов Марчесато). Маркирующий уровень проведен по основанию слоя алевролита, согласно перекрывающему сапропель "е" (Колалонго и др., 1986; Aguirre, Pasini, 1985; Nikiforova, 1985). Эта граница имеет достаточно надежное биостратиграфическое обоснование по нескольким группам морских организмов. Магнитостратиграфические данные позволяют провести достаточно четкую корреляцию с океаническими осадками. В континентальных разрезах виллафранка Италии эта граница проводится между отложениями с фауной млекопитающих монтополи и оливола. Отложения с комплексом фауны оливола соответствуют эбурону стратиграфической шкалы для Северо-Западной Европы и слоям с фауной одесского комплекса Восточной Европы (Azzaroli et al., 1988). В Советском Союзе граница проводится под апшеронским региоярусом, в основании отложений с одесским комплексом млекопитающих, в подошве домашкинского горизонта Поволжья и под кизихинскими слоями Западной Сибири (Проблемы стратиграфии..., 1989). Нижняя граница четвертичной системы достаточно хорошо выражена и в колонках глубоководных океанических осадков. Она устанавливается на основании смены ассоциаций и индекс-видов в составе нанопланктона и планктонных фораминифер (Бараш и др., 1984; Rio, 1982). Тем не менее дискуссия о положении неоген-четвертичной границы продолжается. Приводятся данные для выделения в различных регионах весьма заметных в климатостратиграфическом и биостратиграфическом отношении рубежей, таких, как граница между ПМ-эпохами Брюнес и Матуяма — 0,73 (Горецкий, 1977; Зубаков, 1977; Меннер, 1977), граница близ ПМ-эпизода Харамильо — 0,9—1,0 млн л.н. (Зубаков и др., 1987), граница ПМ-эпох Гаусс и Матуяма — 2,4—2,5 млн л.н. (Раере, 1982; Liu Tungsheng, 1985; Zagwijn, 1989; и др.).

Существующие в настоящее время различия в оценке положения неоген-четвертичной границы и подходах к ее определению в основном сводятся к полемике, к показу "достоинств" одного стратиграфического рубежа и "недостатков" другого. Так, в Советском Союзе многие исследователи предпочитают принять в качестве неоген-четвертичной границы достаточно хорошо выраженный рубеж, находящийся вблизи ПМ-инверсии Брюнес—Матуяма (0,7 млн л.н.). В

Китае и в ряде стран Западной Европы предпочтение отдается стратиграфическому уровню, близкому к положению инверсии Матуяма—Гаусс (2,4—2,5 млн л.н.). В обоих случаях не учитывается, что граница между системами должна иметь глобальный характер, хотя и может быть выражена не в одинаковой степени. Одним из важных принципов установления такой границы должно быть строгое соблюдение рекомендаций Комиссии по стратиграфии МСГН. К ним относятся прежде всего следующие правила выбора стратотипических разрезов стратиграфических границ:

1. Ясная мотивировка выбора границы, особенно в отношении возможности ее корреляции.

2. Составление корреляционной схемы, показывающей положение выбранной границы по отношению к другим маркирующим горизонтам, ее ранг, определяющий положение стратиграфического подразделения в общей шкале.

3. Выбор достаточно полного разреза большой мощности с хорошей палеогеографической характеристикой, данными по литолого-фациальным особенностям и тектонической приуроченности. Стратотипический разрез должен быть доступен для последующих исследований.

4. Точные данные о местонахождении, координатах, положении разреза, показанные на крупномасштабной топографической карте, диаграммах и фотографиях, включая аэроснимки и, если возможно, снимки из космоса.

5. Детальное описание разреза, его геологического положения в данном районе, данных по стратиграфии, включая литолого-стратиграфические особенности, палеонтологический материал, магнитостратиграфические и геохронометрические данные.

6. Определение взаимоотношений стратотипического разреза границы с маркирующими горизонтами, имеющими глобальное значение; климатостратиграфическая характеристика пограничного интервала разреза. Установление взаимоотношений с фаунистическими и растительными комплексами в толщах ниже и выше стратотипа границы.

7. При исследованиях, связанных с установлением стратотипического разреза границы, на всех этапах должна осуществляться корреляция с разрезами соседних и более удаленных территорий.

Таковы критерии установления стратотипических разрезов стратиграфических границ. Разрез Врика в Южной Италии отвечает практически всем пунктам этого перечня. Четкие палеомагнитная и палеоклиматическая привязки позволяют прослеживать уровень 1,60—1,65 млн л.н. в морских и континентальных отложениях многих районов нашей планеты. Естественно, что в разных районах неоген-четвертичная граница выражена различно как в палеоэкологическом отношении, так и по числу компонентов, указывающих на изменение в составе ископаемых организмов, условий седиментации, постседиментационных преобразований отложений и климатических режимов. Поэтому решение о проведении стратиграфических границ, включая и границу между неогеном и четвертичной системой, должно приниматься на основе соглашения, конечно, после тщательного и всестороннего научного анализа и многосторонних дискуссий.

В Советском Союзе до последнего времени граница между неогеновой системой и четвертичной системой официально принималась на хронологическом уровне 0,7 млн. л.н., т.е. приблизительно на рубеже палеомагнитной инверсии Матуяма—Брюнес. Создавалось двойственное положение, так как значительная часть советских исследователей принимает границу на уровне эпизода Олдувей или сразу выше него — 1,6—1,65 млн л.н. После многолетней дискуссии в ноябре 1990 г. МСК своим постановлением утвердил границу между неогеновой и четвертичной системами на хроностра-

Основные события на рубеже плиоцена и антропогена. ПМ-эпизоды: О – Олдувей, Х Харамильо

Подразделения геологической шкалы			Возраст, млн лет	Палеомагнетизм	Изотопно-кислородная стадия	Особенности седиментации в Северном полушарии		Изменение орбитальных циклов, тыс. лет	Количество датировочных уровней океанского микропланктона	Комплексы млекопитающих Италии и европейской территории СССР	Каменные орудия труда в Восточной Африке
						суша	океаны				
Четвертичный период		Плейстоцен	0,7	Брюнес	19	Ледниковые, криогенные отложения и лёссовые породы	Поступление терригенного материала с суши в глубоководные области	41	10 6 17	Фарнета-таманский	Массовые находки ашельских орудий
		Эоплейстоцен		Х	20 24				2		
			1,5		34					Тассо-одесский, оливола-одесский	Массовые находки каменных изделий олдованской культуры
			1,6	О	38				10		
Неогеновый период	Плиоцен	Поздний плиоцен	2,0	Матуяма	40 41				23 3	Монтополи-хопровский	Отдельные находки изделий олдованской культуры
			2,4	Гаусс				19,23			

тиграфическом рубеже 1,6 млн л.н., сразу выше ПМ-эпизода Олдувей. Этому предшествовало обсуждение на VIII Всесоюзном совещании по изучению четвертичного периода (август 1990 г.) проблем статуса и нижней границы четвертичной системы. На нем была подтверждена самостоятельность четвертичной системы и принята рекомендация о понижении неоген-четвертичной границы до уровня, соответствующего верхней границе ПМ-эпизода Олдувей.

Проблема статуса четвертичной системы и ее положения в общей стратиграфической шкале фанерозоя, имеющая длительную историю, в последне время приобрела особенно острый характер. Попытки снизить стратиграфический ранг четвертичной системы и рассматривать ее как подразделение неогена предпринимались на XII конгрессе ИНКВА (В.А. Берггрен, США), на заседаниях Комиссии по стратиграфии ИНКВА (Ф. Штайнингер, Австрия), на совещании по стратиграфии неогена Средиземноморского региона (1987 г.), а также в некоторых опубликованных работах (Campy, Chaline, 1987; Berggren, 1987; и др.).

В качестве обоснования понижения ранга четвертичной системы выдвигались не обоснованные фактическим материалом суждения о недостаточной климатостратиграфической и биостратиграфической выраженности неоген-четвертичной границы, кратковременности четвертичного периода, неоднозначности интерпретации (Steininger, 1987) представлений М. Гернеса (Hoernes, 1853, 1864), Ч. Лайеля (Lyell, 1833) о возможном расчленении разрезов позднекайнозойских отложений. Позиция сторонников снижения ранга четвертичной системы оказалась под огнем критики со стороны многих исследователей — специалистов как по изучению четвертичного периода, так и стратиграфии неогена.

Было показано, что незначительный объем четвертичной системы, не превышающей объема одной фораминиферовой зоны или четырех—пяти зон нанопланктона, кратковременность четвертичного периода (1,65 млн лет) и его незавершенность не могут рассматриваться в качестве критерия для снижения стратиграфического и. хронологического ранга квартера. Если сопоставить хронологические объемы систем кайнозоя, мезозоя, палеозоя и протерозоя, то они окажутся резко различными. К тому же, как известно, объем и границы между подразделениями общей шкалы до сих пор опеределяются, исходя из крупных изменений биотических или геодинамических, в то время как временные параметры играют второстепенную роль.

Четвертичная система имеет ряд специфических черт, резко выделяющих ее среди других подразделений фанерозоя того же стратиграфического ранга (таблица).

В конце плиоцена — начале четвертичного периода происходит смена орбитальных параметров. В системе циклических вариаций положения эксцентриситета особенно важен цикл продолжительностью 41 тыс. лет. Вследствие орбитальных изменений меняется характер сезонной и широтной интенсивности солнечной радиации. В Советском Союзе эти исследования, продолжающие работы югославского ученого М. Миланковича (1939), на более детальной основе были выполнены Ш.Г. Шараф и Н.А. Будниковой (1969).

Позже эти материалы были использованы для климато- и хроностратиграфических корреляций К.В. Никифоровой, Н.В. Кинд и И.И. Красновым (1984), которые предложили шкалу климатических ритмов, сопоставленных с кривой солнечной радиации, кислородно-изотопной шкалой и магнитостратиграфическими данными. При этом сложилась достаточно ясная картина, свидетельствующая о существенно различных обстановках в антропогене и неогене. Аналогичные результаты получены при изучении глубоководных отложений океанов.

Помимо опубликованных и широко известных палеонтологических исследований образцов глубоководных кернов в процессе работ по линии проекта № 41

МПГК "Граница между неогеном и четвертичной системой" и подкомиссии ИНКВА по плиоцен-плейстоценовой границе, были получены новые литологические и магнитостратиграфические материалы, позволяющие прослеживать границу между неогеном и квартером в континентальных и морских отложениях во многих районах планеты. В переходном интервале от плиоцена к квартеру отмечены крупные события, относящиеся к изменениям климата и условий седиментации. Так, после 2,7 млн л.н. на фоне общей смены орбитальных параметров от циклов 23 и 29 тыс. лет к циклу 41 тыс. лет в образцах из кернов Аравийского моря и Атлантического океана появляется терригенный материал. Это событие связывается (Bloemendal, de Menocal, 1989) с установлением системы муссонов, выносивших пылеватый материал из пустынных районов Африки и Юго-Западной Азии, и интерпретируется как одно из свидетельств глобального изменения климатического режима.

Изменение орбитальных парамеров в начале квартера отразилось на изменении климата почти на всем земном шаре: в системе океан—атмосфера—суша возникла устойчивая схема циркуляции влажных атмосферных масс из Атлантического сектора в северном направлении. Она обеспечила формирование обширных оледенений на севере Европейского и Американского континентов и оледенений горно-долинного типа на северо-востоке Сибири и на Аляске. В условиях преобладающего в плейстоцене регрессивного режима океана сложилась субаэральная обстановка на обширных шельфах Евразии и Америки. Осушенный шельф восточного сектора Советской Арктики, Беринг-гийская суша и мелководная полоса на севере Аляски превратились в типичные перигляциальные области по краям огромной заполненной льдами геодепрессии Северного Ледовитого океана.

Время начала формирования перигляциальной области достаточно определенно выявляется на основании криостратиграфических исследований Т.Н. Каплиной (1987), автора настоящей работы (Алексеев, 1978; Алексеев, Додонов, 1989), а также Т.Л. Певе и его коллег (Pewe et al., 1989).

Оценка имеющихся материалов по глобальным изменениям климата и влиянию увеличения длительности орбитальных циклов приводит к выводу о том, что эти изменения нельзя привязывать к какому-то четко обозначенному хронологическому рубежу. Крупные широкомасштабные изменения происходят в течение достаточно длительного временно́го интервала, причем одно событие может запаздывать по отношению к другому или, наоборот, проявиться с некоторым опережением. Анализ материалов по событийной стра̀тиграфии плиоцен-раннечетвертичного отрезка времени в различных частях земного шара, океанов и континентов показывает, что смена климатического режима, характера процессов седиментации и постседиментационных преобразований осадков, крупные изменения в составе биоты имели место между 2,3 и 1,6 млн л.н.

Одно из важнейших событий, характерных только для квартера, — появление человека, предметов и объектов, связанных с его деятельностью. Самые ранние, очень редкие находки костных остатков и галечниковых орудий, относящиеся к хронологическим уровням 2,8—2,0 млн л.н., требуют дополнительных геологических исследований. Следует отметить, что массовые находки каменных изделий олдованской культуры в Восточной Африке занимают временно́й интервал, близкий к ПМ-эпизоду Олдувей (Харрис, Джохансон, 1986). Более древние местонахождения "гоминид" и орудий распространены спорадически. Нельзя исключить, что они могут принадлежать человекообразным (Men ape) приматам.

В течение четвертичного периода имели место крупнейшие по геологической значимости события: активизировались геодинамические процессы, сформировался современный рельеф материков, оформились ныне существующие или

близкие к ним контуры континентов и островных систем. В конце неогена — начале квартера произошло заложение многих крупных речных долин, имеющих современную ориентировку. Четвертичный период — это время резких изменений уровня Мирового океана, которые особенно хорошо прослеживаются при изучении шельфовых областей.

В отличие от более ранних этапов кайнозоя четвертичный период характеризуется своеобразным режимом седиментации и постседиментационных преобразований. Широкое развитие имеют ледниковые, водно-ледниковые и перигляциальные образования, а также осадки экстрагляциальной области — лёссы и лёссовидные образования. Мы считаем, что к наиболее типичным лёссам в классической области Северного Китая следует относить лёссы лиши и малань, которые по литологическим особенностям и инженерно-геологическим свойствам отвечают строгому толкованию этого типа породы. Это мнение совпадает с позицией крупного специалиста по геологии лёссов М. Печи (Pecsi, 1989). Так называемый вученский хуанту (Liu Tungcheng, 1985) представляет собой плотную красноцветную породу, сильно измененную в результате диагенеза и почвообразования.

Методы изучения молодых позднекайнозойских образований отличаются более высокой детальностью по сравнению с теми, которые используются при работе с другими подразделениями фанерозоя. Для хроностратиграфического расчленения четвертичных отложений широко используются специфические археологический и геоморфологический методы, а также физические методы: радиоуглеродный, термо- и фотолюминесцентный, электронно-парамагнитного резонанса, аминокислотный, короткоживущих изотопов и др.

Высокая детальность изучения событий четвертичного периода, особенно событий, относящихся к заключительным его этапам, позволяет понять основные направления развития глобальных процессов и, таким образом, получить информацию, необходимую для прогнозирования геологических явлений и развития природных обстановок. В последние годы эти исследования приобретают особенно важное значение в связи со все возрастающим антропогенным воздействием на природную среду и негативными процессами, изменяющими ландшафтные и экологические системы на обширных пространствах Земли.

ABSTRACT

The Soviet researchers and scientists of the International Union for Quaternary Research consider the Quaternary as an independent system which should be preserved in a system rank of the General stratigraphic scale of the Phanerozoic. Relatively short range of the Quaternary (1.60—1.65 Ma) and its incompleteness can not be considered as a criterium for decreasing the stratigraphic and chronological rank. Specific features of Quaternary are well known and can be distinguished among other Phanerozoic systems.

The Quaternary time has characterised by the geological events of paramount importance: the process of the formation of the relief of continents and current configuration of continental margins and island systems, interaction of global geodynamics and orbital forsing, and as a consequences the main manifestations were global glacial-interglacial cycles. The remarcable feature of Quaternary is the specific fossil record and an appearance and distribution of the genus Homo.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии (стратиграфия и корреляция). М.: Наука, 1978. 207 с.

Алексеев М.Н., Додонов А.Е. Происхождение лёссов (современное развитие идей В.А. Обручева) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 9—19.

Бараш М.С., Дмитриенко О.Б., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б., Мухина В.А. Стратиграфия четвертичных

отложений океанов // Четвертичная геология и геоморфология. 27 МГК. Секция С. 03. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 36—48.

Горецкий Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном // Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 8—55.

Зубаков В.А. Плиоцен-плейстоценовая граница: ее положение и таксономический ранг // О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 112—136.

Зубаков В.А., Ганешин Г.С., Чемеков Ю.Ф. Граница плиоцена и плейстоцена и периодизация верхнего кайнозоя // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 8—14.

Каплина Т.Н. Закономерности развития криолитогенеза в позднем кайнозое на аккумулятивных равнинах Северо-Востока Азии: Автореф. дис. ...д-ра геогр. наук. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1987. 41 с.

Колалонго М.Л., Пасини Дж., Пелозио Дж., Раффи С., Рио Д., Руджиери Дж., Сартони С., Селли Р., Спровиери Р. Рассмотрение вопроса о выборе стратотипа неоген-четвертичной границы // Исследование четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 77—86.

Меннер В.В. Четвертичная система (положение в общей стратиграфической шкале, нижняя граница, подразделения) // О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977. С. 7—25.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Никифорова К.В., Кинд Н.В., Краснов И.И. Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена) // Четвертичная геология и геоморфология. 27 МГК. Секция С. 03. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 22—32.

Павлов А.П. Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.

Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. 309 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 431).

Севергин В.М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. СПб.: Акад. наук, 1798. Кн. 1.

Севергин В.М. Примечания о вероятной древности и образовании различных хребтов гор Российских. Умозрительные исследования. СПб.: Акад. наук, 1815. Т. 4.

Соколов Д.И. Курс геогнозии. СПб.: Тип. Праца и К°. 1839. Ч. II.

Тихомиров В.В. Из истории возникновения геологии четвертичных отложений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. 27 (5). С. 89—93.

Харрис Дж У.К., Джохансон Д.К. Археологические открытия в районе Афара, Эфиопия: стоянка Вест-Гона // Исследования четвертичного периода. М.: Наука, 1986. С. 145—156.

Шараф Т.Г., Будникова Н.А. Вековые изменения элементов орбиты Земли и астрономическая теория колебания климатов // Тр. Ин-та теоретической астрономии АН СССР. 1969. Вып. 14. С. 48—115.

Эйхфельд И.И. Орографический взгляд на Валахию, Молдавию и Бессарабию // Горн. журн. 1827. № 5, 6.

Aguirre E., Pasini G. The Pliocene—Pleistocene boundary // Episodes, 1985. Vol. 8. № 2. P. 116—120.

Arduino G. A letter to Sig. Cav. Antonio Valisnieri in Nuova racelta di opuseol scientificie filologici del padro abate Agiolo Calogiera // Venice. 1759. Vol. 6. P. 142—143.

Azzaroli A., de Giuli C., Ficcarelli G., Torre D. Late Pliocene to Early Mid-Pleistocene Mammals in Eurasia: Faunal succession and dispersal events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1988. Vol. 66. P. 77—100.

Bassett M.G. Towards a "Common language in stratigraphy" // Episodes. 1985. Vol. 8, № 2. P. 87—91.

Berggren W.A. Circular 1/87 SNS. Wien, 1987. P. 1—2.

Bloemendal J., de Menocal P. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2,4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements // Nature. 1989. Vol. 342, № 21/28. P. 897—900.

Campy M., Chaline J. Le Quaternaire, un concept depasse? une etiquette perimee? ou une periode privilegiee // Striolae. INQUA Newslett. 1987. № 8. P. 7—12.

Cowie J.W., Bassett M.G. Global stratigraphic chart with geochronometric and magnetostratigraphic calibration // Episodes. 1989. Vol. 12, № 2. Supplement.

Gignoux M. Les formations marines pliocenes et quaternaries de l'Italie du Sud et de la Sicile // Ann. Univ. Lyons. N.S. 1913. № 1, fasc. 36. 693 p.

Hoernes M. Mitteilung an Professor Bronn gerichtet // Jb. Min. Geol. Geogn. und Petrefaktenkd. Stuttgart, 1853. S. 806—810.

Hoernes M. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien // Jb. Geol. Reichsanst. Wien, 1864. Vol. 14. P. 509—514.

Horaček I., Lozek V. Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: scope of the approach and selected results. Prague, 1988. Vol. 98, № 4. 108 p.

Lyell Ch. Principles of geology. L., 1833. Vol. III.

Liu Tungsheng. Loess and the environment. Beijing: China Ocean press, 1985. 251 p.

Nikiforova K.V. The boundary between the Neogene and Quaternary: were to draw it? // Nature and Resour. 1985. Vol. 21, № 3. P. 35—38.

Paepe R. Continental ctages of Greece // Striolae. INQUA Newslett. 1982. № 4. P. 16—22.
Pecsi M. Problems of Loess formation and dating // Abstr. XXVIII Intern. Geol. Congr. Wash., 1989. Vol. 2, 3. P. 586.
Pewe T.L., Westgate A.Z., Westgate J.A., Stemper B.A. Refinement of age interpretation of Quaternary events in Fairbanks Area, Alaska // Ibid. 1989. 602 p.
Rio D. The fossil distribution of Coccolithophore genus Gephyrocapsa Kampther and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems // Initial reports of the DSDP. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1982. P. 325—343.
Steininger F.F. Circular 2/8 SNS. Wien, 1987. P. 2—5.
Zagwijn W.H. The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution // Geol. en mijnbouw. 1989. Vol. 68. P. 107—120.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.8(215–17)

А.А. ВЕЛИЧКО

КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ЛЕДНИКОВЫХ ОБЛАСТЯХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из важнейших разделов палеогеографии четвертичного периода является история оледенения. Особенности распространения древних ледниковых систем, их динамика представляют собой необходимый компонент всех глобальных, а в ряде случаев и региональных реконструкций.

Не менее важную роль играет история оледенений в периодизации природных событий плейстоцена и их корреляции в различных регионах земного шара. В процессе своего развития ледники перекрывали почвенный покров, заполняли низины озер, болот, распространялись в пределы морских террас и шельфа. Все это определило весьма широкий спектр фациальных связей ледниковых осадков, сохранившихся после деградации самих ледниковых покровов, с образованиями различного генезиса, что способствует сведению разрозненных палеогеографических данных воедино, воссозданию во всей сложности общей картины природных обстановок прошлого.

В оценке возраста слоев, соответствующих определенным событиям в истории ледниковых районов, большое значение имеют палеонтологические остатки. Данные о составе флоры и фауны (особенно фауны мелких млекопитающих) используются в качестве возрастных индикаторов, преимущественно в пределах раннего и среднего плейстоцена. Немалую роль в хронологии ледниковых свит играют и физико-химические, в том числе радиометрические, методы исследования, такие, как палеомагнитный, аминокислотный, трековый, электронно-парамагнитного резонанса, термолюминесцентный, радиоуглеродный. Хронологические результаты, полученные этими методами, характеризуются различной степенью обоснованности. Для хронологии позднего плейстоцена, особенно для периодизации событий начиная от 30 тыс. л.н. и позже, универсальное значение и общее признание получил радиоуглеродный метод. Имеется положительный опыт в использовании для датирования позднеплейстоценовых серий, содержащих горизонты морен, лёссов и ископаемых почв, также и палеомагнитного метода.

Следует признать, что на современном уровне исследований наиболее достоверные результаты в диапазоне раннего и среднего плейстоцена дают микротериологический и палеомагнитный методы, а в диапазоне позднего плейстоцена — радиоуглеродный в сочетании с палинологическим и фаунистическим методами.

Конечно, в основе всех хроностратиграфических построений лежат многочисленные детальные, весьма трудоемкие и вместе с тем столь необходимые

полевые и камеральные исследования горизонтов морен и других ледниковых отложений, нацеленные на установление их фациальных и корреляционных связей с другими генетическими типами отложений и горизонтами, возраст которых уже известен. Определенную роль играет и изучение ледникового рельефа, образующего разновозрастные гляциальные геоморфологические ансамбли.

Совместное использование перечисленных методов обеспечило большой прогресс в познании сложных палеогеографических проблем, в частности Северного полушария, высокие и средние широты которого являлись главной ареной ледниковых событий на Земле. Активизации исследований оледенений в большой степени способствовали работы по проекту "Четвертичные оледенения Северного полушария" МПГК. Результаты этого проекта дали возможность, в частности, подойти к реконструкциям ледниковых систем.

Необходимым условием таких реконструкций являются разработка обоснованных хроностратиграфических схем в различных районах древнего оледенения и их корреляция. При этом выявилась существенная разница в степени изученности горного и покровного оледенений. Ледниковые серии в горных районах страдают слабой информативностью, в частности, из-за трудностей в стратиграфическом расчленении и недостаточного распространения органогенных отложений.

Разнообразие климатогеографических факторов в конкретных областях Северного полушария — соотношение суши и моря, равнинных и горных районов, холодных и теплых морских течений, положение территории по отношению к общей циркуляции атмосферы — предопределило большое разнообразие в развитии ледниковых феноменов четвертичного периода, в том числе и в позднем плейстоцене.

Рассмотрим кратко современное состояние периодизации событий в основных областях распространения позднеплейстоценовых ледниковых покровов Северного полушария.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

Северная Америка — уникальная территория, поскольку здесь крупнейший равнинный ледниковый покров и система горного оледенения Скалистых гор образовывали общую гляциальную систему, расположившуюся по всему широтному пространству северной и средней частей континента, от восточного побережья до западного. Естественно, процессы развития оледенения не были одинаковы в отдельных районах. Это уже было показано в классических работах Р. Флинта и стало особенно ясно в последние годы благодаря детальным исследованиям многих специалистов, результаты которых нашли свое отражение в таких сводках, как "Четвертичный период в США" (1969), "Природные условия США в позднечетвертичное время" (1986), "Четвертичные оледенения Северного полушария" (1985). Вместе с тем следует отметить, что уже в начале 60-х годов учеными США и Канады — Р. Голдуэйтом, А. Дрейманисом, Е. Эвенсоном, Д. Форсайтом, П. Карроу и др. была разработана схема периодизации событий в ледниковых областях, многие основные элементы которой сохранили свое значение и до настоящего времени. Об этом можно судить хотя бы по очерку П. Карроу (Karrow, 1984), который он посвятил ревизии данных опорных разрезов по северному побережью оз. Онтарио, на базе которых канадскими специалистами (Dreimanis, Karrow, 1972; и др.) создавалась приводимая ниже схема:

Поздний висконсин	интерстадиал норт-бей
	стадия грейт-лейкс
	интерстадиал тукрикс 11,85 тыс. л.н.
	стадия порт-гурон

	интерстадиал макинзу 13,3 тыс. л.н. стадия порт-брюс интерстадиал эри стадия ниссоури
Средний висконсин	интерстадиал плам-пойнт 28 тыс. л.н. стадия черритри интерстадиал порт-толбот II 45 тыс. л.н. стадия (морена данвич)
Ранний висконсин	стадия гилдвуд интерстадиал сент-пьер 75 тыс. л.н. стадия николет
Межледниковье сангамон	

В работах последних лет наряду с региональной детализацией истории оледенения в позднем висконсине появились детальные материалы и по более ранним фазам развития оледенения в висконсинскую эпоху. В частности, "классическое" разделение позднеплейстоценовой ледниковой эпохи на три главных интервала — ранний, средний и поздний — заменено на четырехчленную схему (см. материалы, опубликованные Д. Ричмондом и другими американскими учеными в книге "Четвертичные оледенения Северного полушария"). Новым элементом явилось выделение "эовисконсина" как самой ранней эпохи, предшествующей раннему висконсину. Авторами также проведена корреляция со стадиями изотопно-кислородной кривой для океана. Согласно этой корреляции, сангамонское межледниковье отвечает стадии 5e, стадии 5d, c, b, a коррелируются с "эовисконсином", ранний висконсин — со стадией 4, средний висконсин — со стадией 3 и началом стадии 2, поздний — с остальной частью стадии 2 и началом стадии 1.

В пределах распространения Лаврентийского покрова наиболее полно в отношении последовательности событий висконсинской ледниковой эпохи изучены территории, прилегающие (в широком смысле) к Великим озерам. Для этих территорий имеется несколько схем. Согласно одной из них (Eschman, Mickelson, 1986), для лопастей, расположенных в штатах Висконсин и Мичиган, в "эовисконсине" не выявлено отчетливых признаков оледенения. Со второй половиной среднего висконсина связывается морена в пределах гуронской лопасти, которая перекрывается слоями с органикой, имеющими возраст 25—22 тыс. лет (вероятно отвечающих интерстадиалу плам-пойнт — фармдейл). Подстилается эта морена слоями с органикой, возраст которых более 30 тыс. лет. Повсеместно распространяются ледниковые отложения начиная с фазы максимального распространения поздневисконсинского ледника 21—20 тыс. л.н., и они отвечают стадии ниссоури (морены санилак, формации тискилва, нью-берлин, низы формации ведрон и др.). На хронологическом уровне интерстадиала эри (16,5—15,5 тыс. л.н.) фиксируется перерыв, а рецессионной стадией порт-брюс (15,5—14 тыс. л.н.) датируются морены фишер-роуд и вадсворт. Вслед за интерстадиалом макинзу (около 14—13 тыс. л.н.) фиксируются морены, отвечающие стадии порт-гурон (около 13—12 тыс. л.н.), — морены джеддо, формации кевауни, коппер-фолс. Самая молодая предголоценовая стадия, грейт-лейкс, наступает после короткого интерстадиала тукрикс, охарактеризованного лесными слоями, датированными 12—11,75 тыс. лет.

В схеме В. Джонсона (Johnson, 1986) для лопасти в районе оз. Мичиган и в схеме Г. Хальберга (Hallberg, 1986) для североамериканских равнин обращает на себя внимание корреляция ледниковых фаций с лёссовыми. Авторы также не устанавливают ледниковых отложений в "эовисконсине", этому времени (до 80 тыс. л.н.) отвечает сангамонский почвенный комплекс, выше которого залегает лёсс роксана. Однако выше фиксируются две ледниковые подвижки, выраженные

более ранней мореной уайтуотер и мореной фейрхавен (до 65 тыс. л.н.), которые разделены отложениями интерстадиала нью-пэрис, возможно являющегося несколько более древним, чем интерстадиал порт-толбот (65—45 тыс лет назад). В этом интервале на севере Иллинойса и на юге Висконсина устанавливается ледниковая формация капрон (35—40 тыс. л.н.). Верхняя часть интервала сидней соответствует интерстадиалу плам-пойнт и фармдейлской почве.

Система морен поздневисконсинского ледникового покрова представлена весьма полно в горизонтах формации трафальгар, отвечающих лёссу пеория. Здесь зафиксировано не менее 11 стадий, отражающих максимальное распространение ледника и его деградацию вплоть до 14 тыс. л.н.

Несколько проще представлена хроностратиграфия Ч. Матчем и А. Шнейдером (Matsch, Schneider, 1986) для района между озерами Мичиган и Верхнее. Здесь не устанавливается следов оледенения в "эовисконсине", раннем и среднем висконсине. Моренные серии позднего висконсина образуют формацию коппер-фолс.

В секторе между Великими озерами и побережьем Атлантического океана на широте Нью-Йорка, согласно Д. Фуллертону (Fullerton, 1986b), также отсутствуют свидетельства оледенения в "эовисконсине". Но с эпохой раннего висконсина здесь связываются моренные серии (например, титусвилль), разделенные интерстадиалом нью-пэрис. От поздневисконсинских ледниковых отложений их отделяют интерстадиальные почвы сидней и фармдейл, охватывающие интервал от 65 до 23 тыс. л.н. Внутри поздневисконсинских гляциосерий, наиболее молодые части которых имеют возраст около 12 тыс. лет, в районе Аппалачей и далее к западу прослеживаются слои, отвечающие интерстадиалам эри и макинэу.

Два главных гляциальных этапа — ранний висконсин (морены друмлин и др., около 80—70 тыс. лет) и поздний висконсин (морены лексингтон, бекерсвилл и др., от 21 тыс. лет и моложе) — устанавливаются и для северо-востока, в районе Новой Англии (Stone, Borнes, 1986).

В центральной части Лаврентийского щита (для района Гудзонова залива) с ранним висконсином связывается морена адам, а с поздним висконсином — морена киплинг.

Д. Эндрьюсом с соавторами (Andrews et al., 1984) показана неполная синхронность динамики ледников различных центров на севере — купола Макклинток, ледоразделов Киватинского, Лабрадорского и Фокс. В целом в районе Баффиновой Земли висконсину соответствует оледенение фокс с тремя стадиями. К началу висконсина отнесена стадия экр-лейк (около 100 тыс. л.н.), отделенная от средней стадии интерстадиалом пуаджон (около 80 тыс. л.н.), а поздней — баффиновой стадии (20—10 тыс. л.н.) — предшествует интерстадиал (эпизод) айрон-странд (около 50—25 тыс. л.н.).

Запад Северной Америки представляет большой интерес как зона сочленения равнинного и горного оледенения. Для района канадских прерий (западное крыло Лаврентийского щита) М. Фентон (Fenton, 1984), базируясь на собственных данных и материалах предшествующих исследований, выделяет три главных этапа в висконсине. Ранневисконсинская ледниковая фаза представлена оледенением бурклейк. Возраст его нижней границы точно не установлен, верхняя граница проводится на уровне около 65 тыс. л.н.

Ранневисконсинское оледенение отделяется от поздневисконсинского неледниковым интервалом уэтино (ватино), характеризовавшимся умеренно холодными условиями. По мнению автора, это был длительный интервал, начавшийся до 52 тыс. л.н. и продолжавшийся до 23,7 тыс. л.н. Затем началось распространение поздневисконсинского ледника лоствуд, который около 24,5 тыс. л.н. достиг своего максимума, т.е. полосы соприкосновения с горным оледенением.

Оледенение обширной меридионально вытянутой горной страны на севере континента имело, насколько позволяют судить об этом опубликованные мате-

риалы, разную динамику в различных своих частях. Несомненно, что горное оледенение позднего плейстоцена имело сложный характер и сочеталось с процессами вулканизма, криогенеза, тектоники. На севере, в пределах Аляски (хр. Брукс, горы Сент-Элиас), выделяются две главные фазы висконсинского оледенения (Hamilton, 1986). Вероятно, это был район, где проявились самые начальные фазы развития оледенения в позднем плейстоцене. Вулканический пепел в отложениях ледниковых подвижек сирук и иткиллик дал возраст по методу треков более 120 тыс. лет. Эта ранневисконсинская фаза активного развития оледенения продолжалась приблизительно до 65 тыс. л.н. и содержала внутри рецессионный отрезок около 80 тыс. л.н. В конце раннего и на протяжении всего среднего висконсина господствуют неледниковые условия (возможно, небольшие ледники сохранялись в хр. Брукс). Серия радиоуглеродных дат свидетельствует, что этот неледниковый интервал продолжался до 25—24 тыс. л.н., а в хр. Брукс он закончился, возможно, несколько ранее — около 31—30 тыс. л.н. Активная дегляциация ледников наступает около 14—13 тыс. л.н.

Для севера Кордильер (Канадские Кордильеры) также выделяются две главные фазы оледенения, которые в схеме Дентона и Стюивера рассматриваются как оледенение айсфилд (ранний висконсин) и оледенение клюане (поздний висконсин), разделенные неледниковым интервалом боутельер (средний висконсин). В этих районах между кордильерской и лаврентийской ледниковыми системами устанавливается наличие временного свободного коридора, возникавшего из-за несинхронности подвижек периферических частей равнинного и горного оледенения. Так, на юге Альберты в начале висконсина максимальное продвижение имело горное оледенение (уотертон II), а максимальная подвижка равнинного оледенения (подвижка эрратик-трейл) наступила позже, когда горный ледник отступил. В позднем висконсине края обеих ледниковых систем постоянно разделялись значительным расстоянием (Rutter, 1984).

Исследования горного оледенения в штате Вашингтон и корреляция с оледенением на равнине Пьюджет (тихоокеанские прибрежные районы) позволили Д. Истербруку (Easterbrook, 1986) установить несколько ледниковых фаз в висконсине. Раннему висконсину отвечает подвижка позешен (древнее 50 тыс. л.н.). В среднем висконсине (морена богачиел) началась подвижка оук-харбор, которая завершилась около 30 тыс. л.н. фазой салмон-спрингс. После этого наступает интерстадиал олимпия. После 21 тыс. л.н. начинается развитие ледниковой подвижки вашон. Около 13 тыс. л.н. наступает активная рецессия, сопровождавшаяся подъемом уровня океана и образованием глациоморинных отложений (эверсон дрифт). Между 12 тыс. л.н. и началом голоцена ледники снова активизируются (подвижка сумас).

Южнее, в районе Большого Бассейна и плато Колорадо, в большинстве горных систем признаки оледенения надежно устанавливаются для позднего висконсина. Однако в районе Йеллоустонского парка и в предгорных районах штатов Монтана, Вайоминг и Айдахо отмечаются свидетельства подвижки и в "эовисконсине", около 117 тыс. л.н., около 110—90 тыс. л.н., а также в среднем висконсине (около 65—50 тыс. л.н.). Наиболее широкое распространение получило оледенение в позднем висконсине с максимальной подвижкой около 20—18 тыс. л.н. (морена пайндейл 1) и с последующими рецессионными фазами (морены пайндейл 2, 3, 4) в висконсине и тремя фазами в голоцене (Richmond, 1986).

Наконец, в горах Сьерра-Невада фиксируются две главные подвижки — тао в раннем висконсине и тайога в позднем висконсине, средний висконсин был неледниковым (Fullerton, 1986a).

СЕВЕРНАЯ, ЗАПАДНАЯ И ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЕВРОПА

Позднеплейстоценовое оледенение имело весьма неравномерное распространение на рассматриваемой территории. В пределах северных и средних широт льды образовывали два главных ледниковых покрова (помимо островов Арктики) — британский и скандинавский. Из них скандинавский имел значительно бóльшие размеры. Достаточно полная стратиграфия природных событий позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, особенно для ее ранней и средней поры, была разработана по материалам разрезов в приледниковой полосе на территории Дании Б. Андерсеном, А. Бертельсеном, С. Сьерингом (Sjörring, 1977; Berthelsen, 1979; Andersen, 1980). При этом в фазе похолоданий ("стадиалов") ранней и средней поры вейхсельской ледниковой эпохи собственно ледниковые образования отсутствуют. Что касается поздневейхсельской эпохи, то, согласно А. Бертельсену (Berthelsen, 1979), первые подвижки ледника — норвежская и древнебалтийская — имели место между 20 и 25 тыс. л.н. Максимальная же подвижка нэ (нэ-айс-адванс) началась около 20 тыс. л.н., а рецессия наступила около 16—15 тыс. л.н., закончившись интерстадиалом аспес. Затем произошла еще одна кратковременная подвижка — позднебалтийская, которая начиная с 13 тыс. л.н. сменилась фазой последовательного сокращения ледника.

В целом схему можно представить в следующем виде:

Вейхсельская ледниковая эпоха	стадия молодой дриас 10,3—11 тыс. л.н.
	интерстадиал аллерёд 11—11,7 тыс. л.н.
	стадия средний дриас 11,7—12 тыс. л.н.
	интерстадиал бёллинг 12—13 тыс. л.н.
	позднебалтийская ледниковая подвижка
	стадия ранний дриас 13—14 тыс. л.н.
	интерстадиал анэс 14—15 тыс. л.н.
	ледниковая подвижка нэ 15—20 тыс. л.н.
	интерфазиал (?)
	древнебалтийская и норвежская подвижки
	интерстадиал денекамп около 25 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
	интерстадиал хенгело около 37 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
	интерстадиал моерсхуфд около 47 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
	интерстадиал брёруп около 59 тыс. л.н.
	похолодание ("стадиал")
	интерстадиал родебек
	похолодание ("стадиал")
Земское межледниковье	

Из перечисленных выше ранневейхсельских интерстадиалов вероятным аналогом родебека может быть аммерсфорт, а брёрупа — оддераде.

Западное крыло Скандинавского щита располагалось на юго-западе Скандинавии (территория Норвегии). Его динамика представлена в следующем виде (Mangerud, 1981). После завершения фьезангерского межледниковья получает развитие первая фаза (бёнес), которая достигает максимума после интерстадиала фана (возможного аналога интерстадиала родебек). Фаза бёнес сменяется хорошо выраженным интерстадиалом фёрнес, соответствующим, вероятно, брёрупу. В этот период произошла почти полная дегляциация даже в горах Южной Норвегии. В прибрежных районах эта дегляциация продолжалась до 28 тыс. л.н., охватывая эпохи двух холодных интерстадиалов: нигард около 55—45 тыс. л.н. и элесунд (санднес) около 35—28 тыс. л.н., разделенных короткой ледниковой подвижкой. После элесунда наступает максимальная поздневейхсельская подвижка рогне; деградация на данной территории происходит уже в голоцене.

На территории Швеции, где располагались центральные зоны оледенения, следы ранне-средневейхсельских эпох сохранились слабо. Однако и здесь устанавливается интерстадиал емтланд — аналог брёрупа, когда потепление достигало такой степени, что дегляциацией была охвачена даже Центральная Швеция (Lundqvist, 1986). На юге Швеции проявилось также потепление 27,5—21,5 тыс. л.н. — интерстадиал молодого дёзебака — эллесбо. В эпоху своего максимального развития, наступившую около 20 тыс. л.н., ледник довольно продолжительное время находился в квазистационарном состоянии, так как активная фаза дегляциации наступила уже после 14 тыс. л.н. и продолжалась до 8,5 тыс. л.н.

Признаки мощной дегляциации в ранневейхсельское время с распространением хвойной растительности фиксируются и на территории Финляндии интерстадиалом перепохьола — вероятным аналогом емтланд (брёруп) (Korpela, 1969; Mäkinen, 1979; Hirvas et al., 1981). Ему предшествовала первая подвижка ледника (морена I). Основная подвижка происходила во вторую половину ледниковой эпохи (морена II), а позднеледниковью соответствует морена III.

В целом, как показало обобщение Лундквиста (Lundqvist, 1986), активная дегляциация Скандинавского щита наступает после 13—12 тыс. л.н., но прерывается активной подвижкой в эпоху молодого дриаса (11—10,3 тыс. л.н.). Примечательно, что даже в фазу максимального развития Скандинавского ледникового покрова его западная периферия не распространялась далеко на запад.

Результаты исследований английских ученых также свидетельствуют о том, что район Северного моря оставался в значительной мере свободным от льда (Bowen et al., 1986). Согласно их данным ледники Британских островов имели весьма ограниченное распространение не только в пределах Северного моря, но и на юге самой Британии. Даже в максимальную фазу позднеплейстоценовой, девенсийской ледниковой эпохи территории Южной Англии и Южной Ирландии в основном оставались свободными ото льда.

Информация о хроностратиграфии девенсийской ледниковой эпохи, наступившей вслед за ипсвичским (эемским) межледниковьем, пока еще не очень детальна. Особенно это относится к ранне- и среднедевенсийскому этапам, для которых отсутствуют данные о существовании оледенения, хотя Д. Боуэн и др. допускают существование ледников в это время в горах.

Широкое распространение приобретают ледниковые отложения в позднем девенсии, начинающемся моренами димлингтонского ледника. По органическому материалу из этих морен были получены радиокарбоновые датировки 18500 и 18240 лет, а озерные отложения, перекрывающие димлингтоновскую морену, имели возраст 16,7 и 13 тыс. лет. Считается, что 14,5 тыс. л.н. оледение уже существенно деградировало, процесс деградации сопровождался подвижками (уэлсской, ирландской, друмлинской). Ко времени около 14 тыс. л.н. относится интерстадиал уиндермер. После него происходит активизация оледенения. В это время ледники, относимые к стадии лох-ломонд, вновь несколько разрастаются, в основном в горных районах Шотландии. Возраст этой подвижки — около 11 тыс. лет, и ее, следовательно, можно связать со стадией позднего дриаса.

На территории Ирландии позднему плейстоцену отвечает ледниковая эпоха мидланд. Она начинается короткой перигляциальной фазой, а затем ледниковой стадией ферманагх. Около 50 тыс. л.н. (радиоуглеродная дата > 48,18 тыс. лет) наступает интерстадиал агхнадаррагх, характеризуемый лесной растительностью. Его сменяет холодная фаза холимаунт, а около 35 тыс. л.н. — интерстадиал дерритри. Доминирующая ледниковая фаза наступает в позднемидландское время — в стадию гленави, после 26 тыс. л.н., а максимальное распространение ледника — около 17 тыс. л.н. Ко времени 14—13 тыс. л.н. произошла существенная деградация; этому интервалу отвечает интерстадиал вудграндж. Последняя

фаза, когда ледники в основном уже существовали только в цирках, относится к интервалу 11—10,5 т.л.н.

Более крупные фазы для позднеплейстоценовой — вистулианской (вислинской) ледниковой эпохи выделяются на территории Польши. Здесь устанавливается пять главных подразделений: три стадиала и два интерстадиала. Во время двух ранних стадиалов размеры ледниковых покровов были невелики. Первый из них — касчубский, по мнению Э. Мойского (Mojski, 1988), имел место в интервале 110—90 тыс. л.н., т.е. в зовистулиане, второй — пжегрудзьнский — в интервале 60—50 тыс. л.н. Их разделял конинский интерстадиал. Всему среднему вистулиану (50—20 тыс. л.н.) отвечает сложный грудзченский интерстадиал, внутри которого имелись два теплых интервала, разделенных холодным интервалом. Затем между 20 и 18 тыс. л.н. наступила главная фаза, когда вистулианский ледниковый покров имел максимальные размеры, фиксируемые познанскими и поморскими краевыми моренными поясами. После 13 тыс. л.н. начался этап прогрессивной деградации.

ВОСТОЧНАЯ ЕВРОПА

Хроностратиграфия позднего плейстоцена ледниковой области Восточно-Европейской платформы к настоящему времени характеризуется довольно детальной схемой. Несмотря на это, вопрос о времени максимального распространения ледника в позднеплейстоценовую, валдайскую, ледниковую эпоху решается не столь однозначно, как в более западных областях, поскольку некоторые исследователи, в частности И.И. Краснов, Е.П. Заррина, Е.А. Спиридонова, придерживаются мнения о том, что в раннем валдае размеры ледника были близки (если не больше) таковым в позднем валдае (Заррина и др., 1989). Следует, однако, признать, что преобладает представление, согласно которому максимальным был поздневалдайский ледник (Чеботарева, Макарычева, 1974; Вознячук, 1985; Фаустова, Борисова, 1986; Величко, Фаустова, 1987; и др.).

Вместе с тем названные выше исследователи, хотя и придерживаются различных представлений о размерах ледника в раннем валдае, по существу, имеют достаточно близкие взгляды на периодизацию природно-климатических фаз, устанавливаемых в области распространения валдайского ледникового покрова.

После завершения микулинского межледниковья ранневалдайский этап начинается непродолжительной холодной фазой — курголовской, или аландской. Она сменяется отчетливо выраженным в первой половине валдая верхневолжским интерстадиалом, когда теплообеспеченность и увлажнение способствовали произрастанию хвойных (преимущественно еловых) лесов, возможно, с участием широколиственных пород. Верхневолжский интерстадиал (интерстадиал йонёнес I по схеме О.П. Кондратене, 1965) большинство исследователей сопоставляют с интерстадиалом брёруп, не отделяя от него время амерсфортского интервала. В перигляциальной зоне ему отвечает крутицкий интерстадиал. Правда, И.И. Краснов, Е.П. Заррина, Д.Б. Малаховский, Е.А. Спиридонова в своей схеме выделяют в раннем валдае три потепления и сопоставляют с брёрупским интерстадиалом не первый — верхневолжский, а второй — тосненский интерстадиал, рассматривая его как наиболее теплый.

Вслед за наиболее теплым интерстадиалом (аналогом брёрупа) наступила фаза похолодания (лапландская), которую сменило круглицкое потепление (интерстадиал йонёнес II по О.П. Кондратене). Ранневалдайский этап завершается шестихинским похолоданием (52—47 тыс. л.н., Арсланов, 1975), с которым связывают, по-видимому, широкое распространение оледенения в раннем валдае сторонники этой точки зрения.

Для среднего валдая, который мы рассматриваем в интервале около

50—30 тыс. л.н., характерна существенная неустойчивость ландшафтно-климатических условий. В этом интервале устанавливается три фазы потеплений и три фазы похолоданий. Многочисленные палеоботанические данные показывают, что холодные фазы имели менее суровый характер, чем в раннем, и тем более позднем валдае. Вместе с тем и потепления были слабее выражены, чем, например, верхневолжский (крутицкий) интерстадиал. На основе общих преимущественно прохладных и вместе с тем влажных условий, свойственных этому интервалу, его можно определить как средневалдайский мегаинтерстадиал.

Поздневалдайский этап начинается с хорошо выраженного интерстадиала — дунаевского (брянского в перигляциальной зоне), хронологический диапазон которого от 30 (31) до 25 (24) тыс. л.н. обеспечен многочисленными радиоуглеродными датами. Он характеризовался в основном распространением таежных лесов. Свидетельства этого интерстадиала содержатся в ряде разрезов различных районов Русской равнины.

Наиболе холодная фаза за весь валдайский этап приходится на период от 23 до 17 тыс. л.н. Этому же периоду отвечает максимальное распространение поздневалдайского ледникового покрова на большей части территории Русской равнины. Правда, на северо-востоке равнины, куда распространялись уже льды не Скандинавского ледникового покрова, а Новоземельского, максимум распространения льдов приходится на несколько более ранний этап — не позднее 33 тыс. л.н.

В позднеледниковье выделяется несколько крупных фаз стагнации и даже надвига края ледника: около 16 тыс. л.н. — едровская фаза, между 16 и 14 тыс. л.н. — вепсовская фаза. В интервале 14—13 тыс. л.н. фиксируется слабое потепление — раунисское. За ним следуют две фазы активизации ледникового фронта — лужская и невская, предположительно разделенные потеплением 12750—12250 л.н., соответствующим бёллингу. Указанное потепление служит рубежом, с которого начинается этап быстрой деградации ледника, особенно в эпоху аллерёдского потепления (11,7—11,0 тыс. л.н.). Правда, в эпоху похолодания позднего дриаса (11—10,300 тыс. л.н.) ледник вновь распространился на бóльшую часть Карелии.

Приведем в итоге основные подразделения периодизации позднего плейстоцена:

Поздний валдай	стадия дриас III 11—10,3 тыс. л.н.
	интерстадиал аллерёд 11,7—11 тыс. л.н.
	стадия невская
	интерстадиал бёллинг 12,75—12,25 тыс. л.н.
	стадия лужская
	интерстадиал раунисский (14—13 тыс. л.н.)
	стадия крестецкая ~ 14 тыс. л.н.
	стадия вепсовская ~ 15 тыс. л.н.
	стадия едровская ~ 16 тыс. л.н.
	максимальная, усвячская фаза оледенения 23—17 тыс. л.н.
	дунаевский, брянский интерстадиал 30—24 тыс. л.н.
Средний валдай	шенское похолодание около 35 тыс. л.н.
	шапуровское потепление
	суражское похолодание
	ленинградское потепление
	кашинское похолодание
	красногорское потепление

Ранний валдай	шестихинское похолодание (ранневалдайская ледниковая стадия) круглицкое потепление лапландское похолодание верхневолжское потепление курголовское похолодание
Микулинское межледниковье	

СИБИРЬ

Хроностратиграфические подразделения для Сибири обычно рассматриваются дифференцированно для Западной Сибири (в основном, по бассейну Оби) и для Средней Сибири (бассейн Енисея, Северо-Сибирская низменность, Таймыр). Вместе с тем в схемах обоих районов имеется много общего (Архипов, Исаева, 1987). Началу позднего плейстоцена и там, и здесь отвечает казанцевское межледниковье, являющееся аналогом микулинского Восточной Европы.

В схеме, разработанной в последние годы для Западной Сибири (Архипов, 1971; Архипов, Вотах, 1982), вся история позднеплейстоценовых оледенений рассматривается в рамках единой ледниковой эпохи — зырянской, разделенной на три этапа. Из них раннезырянский отвечает собственно зырянскому оледенению более ранних схем, а позднезырянский — сартанскому оледенению. Пересмотр прежних схем связан с существенной детализацией хроностратиграфических построений.

Раннезырянскому этапу отвечает ермаковское оледенение (горизонт), внутри которого выделяются две морены — ранняя кормужихантская и более поздняя хошгортская. Две указанные ледниковые фазы разделены хорошо выраженным теплым интерстадиалом, который по природным условиям был близок современному. Отнесение этого интерстадиала С.А. Архиповым к одной из подстадий стадии 5 кислородно-изотопной шкалы делает вероятным сопоставление его и с интерстадиалом брёруп.

Среднезырянский этап, названный каргинским, характеризуется неоднократными колебаниями природной обстановки. Он начинается харсоимским интерстадиалом (арктический комплекс фораминифер) в интервале 50—40 тыс. л. н. Интервалу 40—30 тыс. л. н. отвечает лохподгорское похолодание (стадиал), к которому отнесена морена в устье Оби. Завершается среднезырянский этап собственно каргинским интерстадиалом (29—25 тыс. л. н.), который по хроностратиграфическому положению может рассматриваться как аналог дунаевского, брянского, интерстадиала Восточно-Европейской равнины, отнесенного нами к началу позднего валдая.

Позднезырянскому этапу (моложе 25 тыс. л.н.) отвечает сартанское оледенение, включая интервал его максимального распространения (салехардоувальская фаза) и стадии отступания — сопкейскую и полярно-уральскую.

Существенный вклад в периодизацию событий позднего плейстоцена был сделан исследователями бассейна Нижнего Енисея и Северо-Сибирской низменности — Н.В. Кинд, Л.Л. Исаевой и другими (Антропоген Таймыра, 1982). Раннезырянскому этапу в Средней Сибири отвечает муруктинский ледниковый горизонт, внутри которого выделяются две стадии. Среднезырянский (каргинский) этап начинается здесь также с потепления — нижнекаргинского интерстадиала, который сменяется конощельским похолоданием (38—35 тыс. л. н.). Завершается средний этап липовско-новоселовским потеплением —интерстадиалом, который, по мнению его исследователей, мог отвечать даже более теплым условиям, чем современные. По хроностратиграфической позиции он приближается к собственно каргинскому интерстадиалу в Западной Сибири (дунаевский, брянский, интерстадиал Восточной Европы). Максимальное распространение сартанского

ледника здесь также наступает после 21 тыс. л. н. (20–19,5 тыс. л. н.) и фиксируется гыданской стадией. Времени деградации отвечают стадии тиутейская (16—15 тыс. л. н.), ньяпанская (15—13 тыс. л. н.) и норильская (11,4—10,7 тыс. л. н.).

Из существующих данных следует, что в отличие от Восточно-Европейской равнины на территории Сибири отчетливо фиксируется широкое распространение льдов не только во второй половине позднеплейстоценовой (валдайской, зырянской) ледниковой эпохи, но и в ее начале. При этом раннезырянское оледенение имело даже бóльшие размеры, чем сартанское. Теоретическое объяснение этому явлению заключается в том, что в начале ледниковой эпохи сибирский антициклон еще не распространялся широко и западные циклоны могли проникать в глубь Сибири, в дальнейшем же, при максимальном похолодании, сказывался блокирующий эффект мощного антициклона (Величко, 1987).

Перечислим основные элементы периодизации ледниковых областей Сибири в позднем плейстоцене:

	Западная Сибирь	*Средняя Сибирь*
Поздний зырян (сартанское оледенение)	полярно-уральская стадия	норильская стадия (10,7—11,4 тыс. л. н.)
	сопкейская стадия	ньяпанская стадия
		тиутейская стадия (15—16 тыс. л. н.)
	салехардоувальская стадия	гыданская стадия (19,5—20 тыс. л. н.)
Средний зырян (30—50 тыс. л. н.)	каргинский интерстадиал (25—29 тыс. л. н.)	липовско-новоселовский интерстадиал (23—29 тыс. л. н.)
	лохподгорское похолодание (29—36 тыс. л. н.)	конощельское похолодание (30—38 тыс. л. н.)
	харсоимское потепление	нижнекаргинский интерстадиал
Ранний зырян (зырянское оледенение)	хошгортская ледниковая фаза ермаковского оледенения	
	богдашкинский интерстадиал	муруктинское оледенение
	кормужихантская ледниковая фаза ермаковского оледенения	
	Казанцевское межледниковье	

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Условия развития оледенения на Северо-Востоке СССР существенно отличались от таковых в более западных районах. Если в пределах Восточной Европы и Сибири доминировали покровные оледенения, то Северо-Восток являлся ареной развития горного оледенения. Как и в других горноледниковых областях Северного полушария, сохранность индикаторов истории оледенения значительно скромнее, чем на равнинах. Однако в главных чертах, как показывает сообщение В.Г. Беспалого и О.Ю. Глушковой (Четвертичные оледенения..., 1987), периодизация позднего плейстоцена данной области поддается корреляции с таковой соседних областей. Поздний плейстоцен здесь начинается валькатленской трансгрессией. Внутри позднеплейстоценовой ледниковой эпохи выделяются три этапа. Ранний этап характеризовался развитием тылхойского оледенения (ванкаремские и тылхойские морены), завершившегося около 60—55 тыс. л. н. Средний — каргинский этап (амгуемские морские слои). Природные условия этого этапа приближались к современным. Внутри него имело место похолодание

33—30 тыс. л. н. — жиганская ледниковая подвижка. Позднему этапу с максимальным похолоданием 20—19 тыс. л. н. соответствует хаймикинское (на Камчатке), искатеньское (на Чукотке) оледенение.

В отношении размеров оледенения устанавливается та же закономерность, что и для Сибири: оледенение начала позднеплейстоценовой ледниковой эпохи (тылхойское) превышало по своим размерам оледенение второй половины позднего плейстоцена (хаймикинское).

Хроностратиграфические компоненты ледниковых областей Северо-Востока

Поздний зырян	Хаймикинское (искатеньское) оледенение	
Средний зырян	каргинский интервал	жиганская ледниковая подвижка (30—33 тыс. л. н.)
Ранний зырян	тылхойское оледенение	
	Валькатленское межледниковье	

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом наряду с местными особенностями для ледниковых областей позднего плейстоцена Северного полушария устанавливается очевидное сходство в периодизации событий (рисунок).

Поздний плейстоцен начинается хорошо представленным межледниковым этапом — сангамонским, ипсвичским, земским, микулинским, казанцевским, соответствующим стадии 5е изотопно-кислородной кривой.

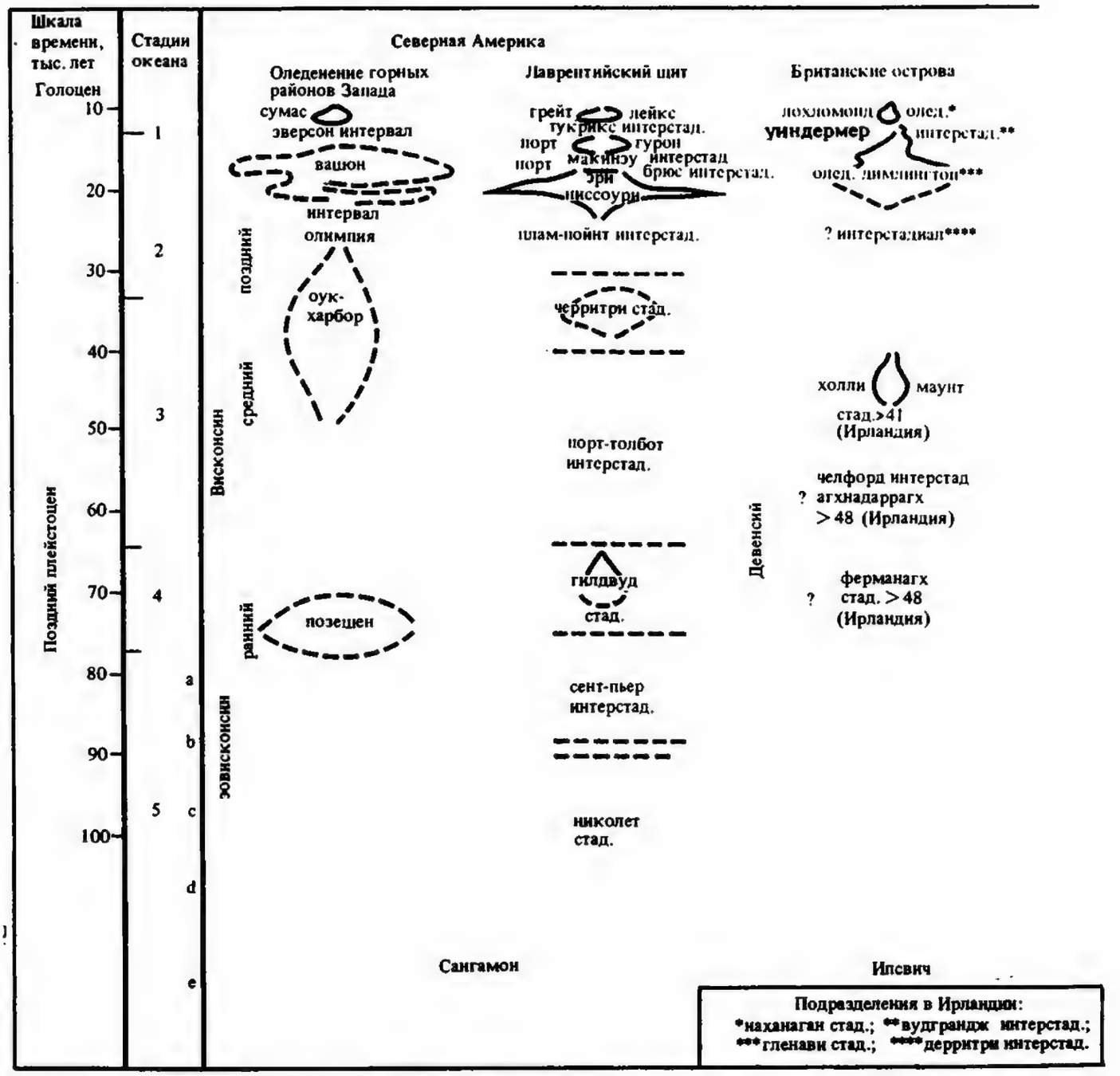
В большинстве областей позднеплейстоценовая ледниковая эпоха подразделяется на три этапа.

В первый этап в отдельных районах отмечалось развитие оледенения. Наиболее стабильное проявление этого процесса отмечается в восточной части Евразии и, возможно, в Северной Америке. К этому же этапу в большинстве районов относится один из наиболее выраженных теплых интерстадиалов позднего плейстоцена (сент-пьер, фёрнес, перепохьола, верхневолжский, крутицкий, богдашкинский), которые могут быть близки по времени к брёрупскому интерстадиалу.

Средний этап характеризовался в целом неустойчивыми климатическими условиями с колебаниями от прохладных до умеренно влажных: в Северной Америке — интерстадиалы порт-толбот I и II, разделенные стадиалом; в Западной Европе — интерстадиалы моерсхуфд и хенгело, чередующиеся со стадиалами; в Восточной Европе — три потепления и три похолодания средневалдайского мегаинтерстадиала, в Сибири — основная часть каргинского интервала.

Почти во всех областях прослеживается интерстадиал в интервале 30 (29) — 25 (24) тыс. л. н. Этот интерстадиал (плам-пойнт, денекамп, эллесбо, дунаевский, брянский, липовско-новоселовский, позднекаргинский) наряду с брёрупским может рассматриваться как важнейший хроностратиграфический и палеогеографический компонент позднего плейстоцена.

Максимум похолодания (а в ряде районов и оледенения) наступает вслед за этим интерстадиалом, его пик приходится на время около 21—20—19 тыс. л. н. Начало особо активной фазы деградации ледниковых систем относится ко времени около 13 тыс. л. н.



Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария (составил А.А Величко)

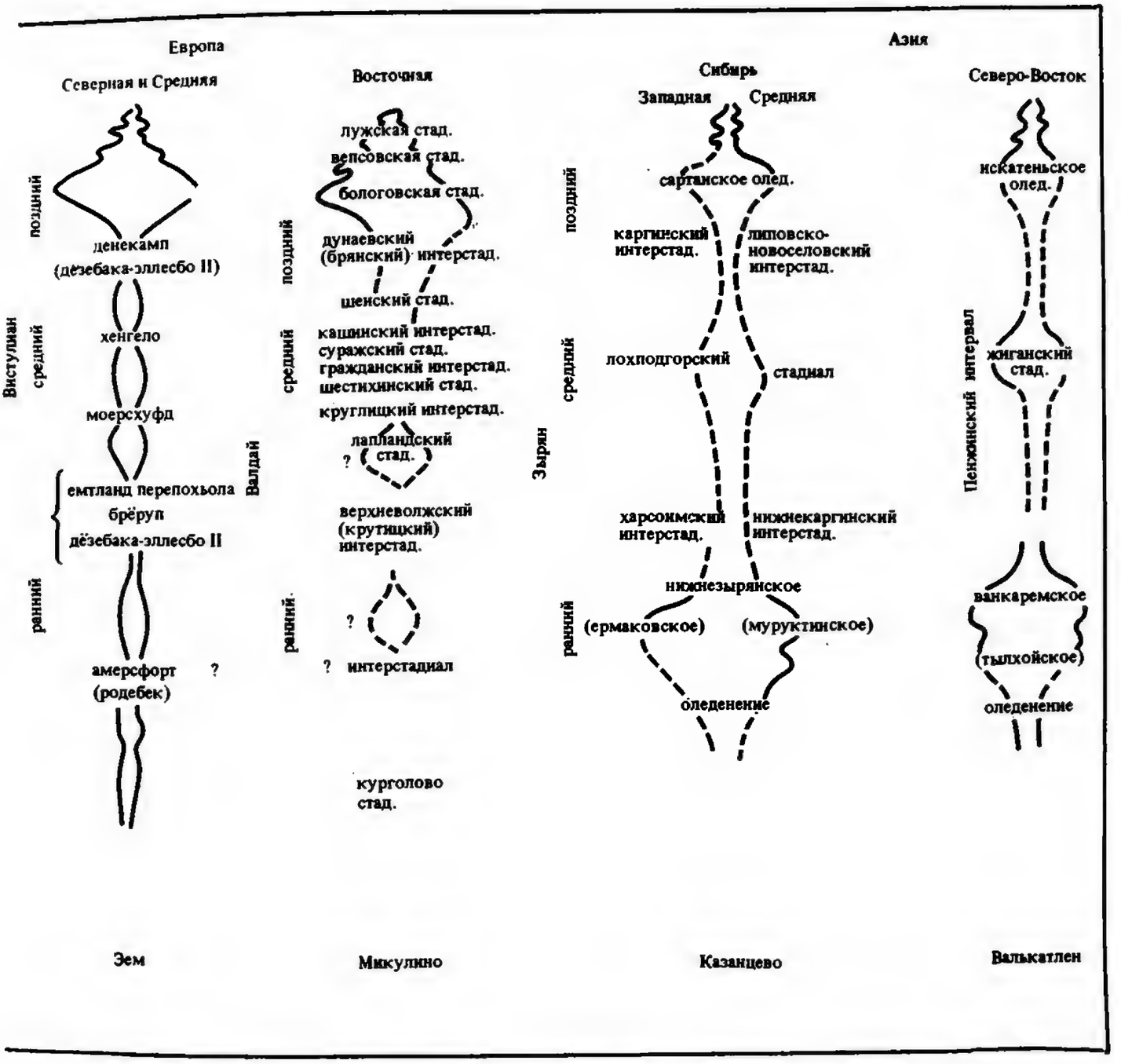
ABSTRACT

The recent results showed that the last glacial epoch of Late Pleistocene (Wisconsin, Vistula, Valdai, Zyryanka, including Sartan) may be subdivided into three (in Eurasia) or four stages (in North America) with the earliest stage referred to Eowisconsin. Correlation of chronostratigraphical scales gives evidences for subglobal synchronism of main waves of glaciomorphism. The glacial phase corresponding to maximal cooling 20 to 18 ka BP was distinctly pronounced in most regions. The degradation of the last ice sheet had numerous local peculiarities.

ЛИТЕРАТУРА

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 179 с.

Арсланов Х.А. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны) //Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975. № 43. С. 3—25.



Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.

Архипов С.А., Вотах М.Р. Палинологическая характеристика межморенных отложений Нижнего Приобья (Белогорье) //Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 46—58.

Архипов С.А., Исаева Л.Л. Сибирь //Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 42—61.

Беспалый В.Г., Глушкова О.Ю. Северо-Восток //Там же. С. 62—69.

Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 3. С. 21—34.

Величко А.А., Фаустова М.А. Восточно-Европейский регион //Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. С. 14—42.

Вознячук Л.Н. Проблемы гляциоплейстоцена Восточно-Европейской равнины //Проблемы плейстоцена. Минск: Наука и техника, 1985. С. 8—55.

Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. Климатические ритмы позднего плейстоцена (Северо-Запад и Центр европейской части СССР) //Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47—58.

Кондратене О.П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных //Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс: Лиентис, 1965. Вып. 1. С. 189—216.

Природные условия США в позднечетвертичное время. Л.:Гидрометеоиздат, 1986. 320 с.

Фаустова М.А., Борисова О.К. Новые данные о палеогеографической обстановке валдайского клима-

тического ритма //Тез. докл. Всесоюз. совещ. по четвертичному периоду. Кишинев 1986. С. 183—184.
Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 128 с.
Четвертичные оледенения Северного полушария. Прага, 1985. 327 с.
Четвертичный период в США. М.: Мир, 1969. 379 с.
Andersen B.G. The deglaciation of Norway 15 000 – 10 000 B.P. //Boreas. 1980. Vol. 8. P. 78–87.
Andrews J.T., Miller G.H., Vincent J.S., Shilts W.W. Quaternary correlations in Arctic Canada //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 127–136.
Berthelsen A. Contrasting views of the Weichselian glaciation of Denmark //Boreas. 1979. Vol. 8. P. 125–132.
Bowen D., Rose J., McCabe A., Sutherland D. Correlation of Quaternary glaciations in England, Ireland, Scotland and Wales. //Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 299–340.
Dreimanis A., Karrow P. Glacial history of the Great lakes – St. Lawrence region //The classification of the Wisconsinian stage and its correlatives. XXIV Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972. Sect. 12. P. 5–15.
Easterbrook D. Stratigraphy and chronology of Quaternary deposits of the Puget lowland and Olimpic Mountains of Washington and the Cascade Mountains of Washington and Oregon //Quaternary glaciations in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 145–160.
Eschman G.F., Mickelson D.M. Correlation of glacial deposits of the Huron, lake Michigan and Green Bay lobes in Michigan Wisconsin //Ibid. 1986. P. 53–58.
Fenton M.M. Quaternary stratigraphy of the Canadian Prairies //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 57–68.
Fullerton D.S. Chronology and correlation of glacial deposits in the Sierra Nevada, California //Quaternary glaciation in Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986a. P. 161–170.
Fullerton D.S. Stratigraphy and correlation of glacial deposits from Indiana to New York and New Jersey //Ibid. 1986b. P. 23–38.
Fulton R. Quaternary stratigraphy of Canada //A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 1–5.
Hallberg G. Pre-Wisconsin glacial stratigraphy of the Central plains region in Jowa, Nebraska, Kansas and Misuri //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 11–16.
Hamilton T.D. Correlation of Quaternary glacial deposits in Alaska //Ibid. 1986. P. 171–180.
Hirvas H., Korpela K., Kujanssuu R. Weichselian in Finland before 15 000 B.P. //Boreas. 1981. Vol. 10. P. 423–436.
Johnson W.H. Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the lake Michigan Lobe Prior to 14 Ka B.P. //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 17–24.
Karrow P.F. Quaternary stratigraphy and history Great lakes – St. Lawrence region //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 139–154.
Korpela K. Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinnland) im Licht von sudmoränen //Ann. Acad. sci. fenn. A. 1969. Vol. III–99. P. 1–108.
Late-Quaternary environments of the United States. Vol. 1. The Late Pleistocene /Ed. S. C. Porter. Minneapolis: Univ. Minn. press, 1983. 407 p.
Lundqvist I. Stratigraphy of the central area of the Scandinavian glaciation. Late weichselian glaciation and deglaciation in Scandinavia //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 251–292.
Mäkinen K. Interstadiaalinen turverkerrostuma Tervolav Kauvonkankaalla //Geologi. 1979. Vol. 31. P. 82–87.
Mangerud J. The early and middle weichselian in Norway: A review //Boreas. 1981. Vol. 10. P. 381–393.
Matsch C.L, Schneider A.F. Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the glacial lobe complex in Minnesota and Northewestern Wisconsin //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 59–64.
Mojski J.E. Ozmianach klimatu podczas czwartorzedu //Przemiany srodowiska geograficznego Polski. W-wa: Wyd-wo Pol. Akad. Nauk. 1988. S. 25–46.
Quaternary glaciations in the Northern hemisphere: Rep. of the Intern. Geol. Correlation Progr. project 24 /Ed. V.Sibrava, D.Q. Bowen, G.M. Richmond. Oxford: Pergamon press, 1986. 514 p.
Richmond G.M. Stratigraphy and chronology of glaciations in Yellowstone National Park //Quaternary glaciation in the Northern hemisphere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 83–88.
Rutter N. Pleistocene history of the western canadian ice-free corridor //Quaternary stratigraphy of Canada: A canadian contribution to IGCP project 24. Ottawa, 1984. P. 49–56.
Sjörring S. The glacial stratigraphy of the island of Als, Southern Denmark //Ztschr. Geomorphol. Suppl. 1977. Vol. 27. P. 1–11.
Stone B.D., Bornes H. Pleistocene glacial and interglacial stratigraphy of New England, Long Island and adjacent Georges Bank and gulf of Main //Quaternary glaciation in the Northern hemispere. Oxford: Pergamon press, 1986. P. 39–52.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.661

К.Д. МИХАЙЛЕСКУ, А.К. МАРКОВА,
А.Л. ЧЕПАЛЫГА, Р.Я. АРАП, А.Л. КОВАЛЕНКО

БИОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА (ЛЕКТОСТРАТОТИПА) ДРЕВНЕЭВКСИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ У с. ОЗЕРНОЕ

Отложения древнеэвксинского горизонта широко распространены на побережьях Черного моря, в том числе в Северо-Западном Причерноморье. Однако до сих пор нет общепринятого стратотипа древнеэвксинских отложений.

А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) предложили выделить древнеэвксинские отложения в составе морских среднеплейстоценовых осадков Черного моря. При первоописании этими авторами были указаны следующие разрезы: оз. Узунлар, оз. Чокрак, с. Бессергеновка и с. Бабель (ныне с. Озерное).

По правилам Стратиграфического кодекса только из этих разрезов можно избирать лектостратотип. Однако первые два разреза отпадают, так как в них наличие древнеэвксинских отложений не подтвердилось: на оз. Узунлар представлены узунларские слои, на оз. Чокрак — карангатские. Также не ясен возраст отложений в разрезе у с. Бессергеновка. Возможно, здесь выходят более молодые — узунларские отложения. Лишь один разрез — у с. Озерное (Бабель) можно считать стратотипом древнего эвксина. Здесь, в восточном береговом обрыве оз. Ялпуг, вскрывается полный разрез древнеэвксинских отложений. Тем более что именно из с. Бабель А.П. Павловым (1925) описан наиболее характерный вид древнеэвксинских солоноватоводных моллюсков — Didacna pontocaspia Pavl. В связи с вышесказанным авторы настоящей статьи предлагают рассматривать этот разрез в качестве лектостратотипа древнеэвксинского горизонта Черноморского региона.

Разрез приурочен к IV (бабельской) террасе Дуная абс. высотой 37—40 м при ширине на данном участке более 3 км. Цоколь террасовых отложений залегает несколько ниже уреза воды в оз. Ялпуг (1—2 м абс.).

Разрез Озерное изучался А.П. Павловым (1925), Н.В. Ренгартен и Н.А. Константиновой (1965), П.В. Федоровым (1965, 1978). Стратиграфическая ценность разреза заключается в обилии остатков фауны млекопитающих, моллюсков, остракод, бентосных фораминифер, наличии хорошо развитой и детально изученной покровной лёссово-почвенной серии, благодаря чему облегчается корреляция с континентальными отложениями соседних регионов Русской равнины.

В полевые сезоны 1984 и 1985 гг. на опорном разрезе у с. Озерное проводились комплексные работы сотрудниками Института географии АН СССР. В изучении разреза принимали участие специалисты Института ботаники АН УССР, Тираспольского государственного педагогического института, Института геофизики и геологии АН МССР. Исследования включали изучение геологии разреза, пали-

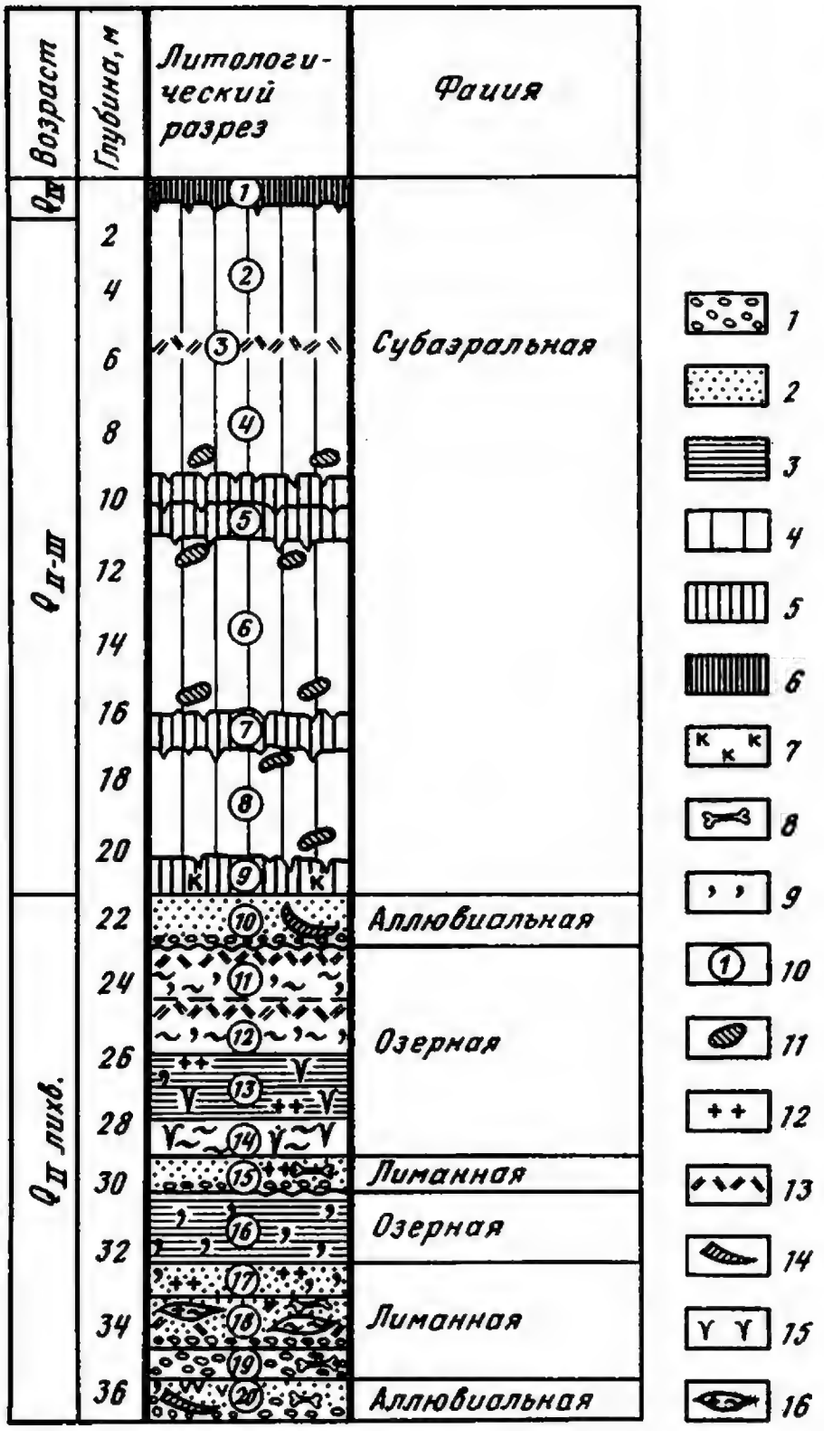


Рис. 1. Разрез отложений IV террасы Дуная у с. Озерное (Бабель)

1 — гравелиты; *2* — пески; *3* — глины и суглинки; *4* — лёссовидные суглинки; *5* — ископаемые почвы; *6* — современная почва; *7* — карбонаты; *8* — остатки мелких млекопитающих; *9* — раковины моллюсков; *10* — номера слоев; *11* — "кротовины"; *12* — ожелезнение; *13* — оглеение; *14* — остатки крупных млекопитающих; *15* — следы "зарывания" моллюсков; *16* — линзы ожелезненных супесей

нологии, фауны мелких млекопитающих, а также солоноватоводных и пресноводных моллюсков.

Сверху вниз в разрезе обнажаются (рис. 1): покровная лёссово-почвенная толща общей мощностью 21,5 м, представленная горизонтом современной почвы (слой 1), лёссовой толщей со слабовыраженным почвообразованием (слой 3), сложным почвенным комплексом, состоящим из двух, наложенных один на другой почвенных горизонтов (слой 5), слабовыраженной ископаемой почвой (слой 7) и гидроморфной ископаемой почвой (слой 9). Покровная толща подстилается осадками субаквального генезиса, к которым приурочены находки палеонтологических остатков. Субаквальная толща сверху вниз представлена следующими отложениями:

Глубина, м*

10. Пески серые, мелкозернистые, неслоистые, с редкими обломками костей крупных млекопитающих Cervidae gen., Equus sp. (определение Л.И. Алексеевой). Толща песков выклинивается в северо-западном направлении 22,5

*Указана глубина подошвы слоя от кровли разреза.

11. Суглинок темно-серый (гидроморфная почва), в нижней части с редкими раковинами пресноводных гастропод: Viviparus Müll., Coretus corneus L., Planorbis planorbis L. В юго-восточном направлении отмечается раздвоение этого горизонта на две гидромофные почвы 24,7
12. Алевриты и супеси, горизонтально-слоистые с точечными следами ожелезнения и крупными раковинами пресноводных озерных моллюсков: Anodonta piscinalis Müll., Viviparus fasciatus Müll., V. contectus Mil., Valvata piscinalis Müll. 26,0
13. Глины зеленовато-серые, горизонтально-слоистые с многочисленными следами зарывания моллюсков (возможно, двустворок). Состав фауны моллюсков тот же, что и в слое 12 (озерная фация). Встречена фауна остракод (таблица) 28,0
14. Алевриты желтые, горизонтально-слоистые, выклиниваются в юго-восточном направлении 28,7

Фауна млекопитающих, остракод и моллюсков из разреза Озерного

Вид	Слои									
	нижнебабельские					верхнебабельские				
	20	19	18	17	16	15	14	13	12	11
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Млекопитающие										
Rodentia — грызуны:										
Citellus sp.		6	2							
Spalax microphatalmus Güld.		2	1							
Ellobius talpinus Pall.		2								
Cticetus cricetus L.		1	1							
Arvicola cantiana Hinton		26	6			12				
Eolagurus luteus volgensis Alexandrova		25	6			4				
Prolagurus posterius Zaghigin		4								
Lagurus transiens Janossy		31	8							
L. ex gr. transiens-lagurus						8				
Laguridae gen.		48								
Microtus (Stenocranius) gregalis Pall.		8	2			1				
M. (Microtus) arvalis Pall.		11	11			6				
M. (M.) agrestis L.		3								
M. (M.) oeconomus Pall.		5				2				
M. (Pitymys) arvalidens Kretzoi						1				
Microtus sp.		35								
Clethrionomys glareolus Pall.			2							
Остракоды										
Candona schwejeri			ед.	мн.	ед.		ед.			
C. neglecta			ед.	ед.			ед.			
C. rawsoni				мн.			ед.			
Typlogypris marchica				мн.						
T. sarsi							ед.			
Ilyocypris marchica				ед.			ед.			
I. aspera			ед.	ед.	ед.					
I. cf. aspera			ед.	мн.	ед.		ед.			
I. gigantus										
Cypria elongata			мн.	мн.	мн.		ед.			
C. candonaeformis			ед.	ед.	мн.		ед.			
Caspiolla gracilis			мн.	мн.	мн.					
Cyclocypris laevis			мн.	мн.	мн.					
Cyprideis caspiensis			ед.	ед.						
Cryptocyprideis bodatschovi			мн.		мн.					
Leptocythere lucentis			мн.		мн.					
L. longa					ед.					
L. guinguetuberculata					ед.					
Limnocythere sp.				ед.						
Tyrrhenocythere amnicola donetriensis			мн.	ед.	мн.					
Loxoconcha immodulata				ед.						

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Моллюски										
Castropoda — брюхоногие:										
Planorbis planorbis L.										ед.
Coretus corneus L.										ед.
Viviparus fosciatus Müll.									ед.	мн.
V. tiraspolitanus Pavl.	ед.									
V. contectus Mill									ед.	
Valvata piscinalis Müll.					мн.				ед.	
Lithoglyphus naticoides C. Pf.			мн.							
Fagotia esperi Fer.			мн.							
F. acicularis Fer.		ед.	мн.							
Melanopsis procrosa L.			ед.							
Theodoxus danubialis C. Pf.		мн.	мн.							
Th. fluviatilis L.		мн.	мн.							
Micromelania lincta Mil.			мн.							
Pelecypoda — двустворки:										
Dreissena polymorpha Pall.			мн.							
Sphaerius rivicola Leach.			мн.			мн.				
Corbicula fluminalis Müll.			мн.			ед.				
Anodonta piscinalis Müll.			ед.						ед.	
Unio tumidus Retz.		ед.								
U. pictorum L.		ед.								
Didacna pontocaspia Pavl.			мн.			мн.				
D. poratica Mih.			мн.			мн.				
D. nalivcini Wass.			мн.			ед.				
Monodacna caspia Eichw.			мн.							

15. Пески серые, разнозернистые с линзами гравелитов и галечников, местами ожелезненные, с богатой фауной солоноватоводных и пресноводных моллюсков: Didacna pontocaspia Pavl., D. nalivkini Wass., D. poratica Mih., Corbicula fluminalis Müll. Пески и гравелиты залегают на нижележащих отложениях с размывом. Обнаружены остатки грызунов с Arvicola cantiana, Lagurus ex gr. transiens-lagurus. Встречена фауна остракод 30,0
16. Глины зеленоватые, горизонтально-слоистые с редкими раковинами пресноводных стагнофилов: Planorbis planorbis L. и др. Встречена фауна остракод 32,5
17. Пески серые, мелкозернистые, горизонтально-слоистые с прослоями супесей и зеленоватых глин. Фауна пресноводных моллюсков аналогична по составу фауне из слоя 16. Встречена фауна остракод 33,3
18. Пески серые, грубозернистые, местами косослоистые, ожелезненные, с прослоями алевритов и линзами раковинного детрита. Фауна моллюсков очень богата и разнообразна: Didacna pontocaspia Pavl., D. poratica Mih., D. nalivkini Wass., Corbicula fuminalis Müll., Melanopsis praerosa Fer., а также переотложенные из понтических отложений обломки Prosodacna litoralis Eichw. Здесь же найдены остатки мелких млекопитающих Arvicola cantiana, Lagurus transiens и др. 34,8
19. Гравелиты серые, местами бурые, ожелезненные, горизонтально-слоистые с редкими линзами глин и с многочисленными раковинами пресноводных моллюсков хорошей сохранности: Unio tumidus Retz., U. pictorum L., Theodoxus danubialis C. Pf. Встречены остатки млекопитающих: Arvicola cantiana, Lagurus transiens, Eolagurus luteus volgensis 35,9
20. Конгломераты бурые, ожелезненные, с линзами песка и раковинного детрита. Фауна моллюсков, близкая к фауне слоя 19 36,5

Конгломераты с размывом ложатся на желтые суглинки, которые обнажаются лишь в засушливые годы, когда уровень оз. Ялпуг понижается на 0,5—1 м. Слой желтых суглинков является цоколем террасы и хорошо прослеживается по скважинам.

Исходя из состава фауны и литологии вмещающих пород, в разрезе Озерное можно выделить две пачки субаквальных бабельских отложений: верхнебабельская (слои 11—15) и нижнебабельская (слои 16—20). В строении каждой из них отмечается постепенное уменьшение снизу вверх крупности материала, а также явное обеднение в том же направлении состава фауны пресноводных и солоноватоводных моллюсков. Низы пачек представлены лиманно-морскими отложе-

ниями, к которым приурочены и наиболее богатые сборы остатков моллюсков и териофауны (слои 15, 18, 19).

Детальное изучение фауны позволяет уточнить возраст и провести стратиграфические корреляции с другими разрезами древнего эвксина.

Солоноватоводные моллюски. Морфометрический анализ раковин рода Didacna выявил наличие древнеэвксинских видов D. pontocaspia Pavl., D. poratica Mih., D. nalivkini Wass. и полное отсутствие чаудинско-бакинских элементов. Сравнение сборов раковин из верхней и нижней пачек лиманно-морских отложений свидетельствует о близости этих фаун. Отличаются лишь абсолютные параметры раковин D. pontocaspia. В верхнебабельских слоях преобладают мелкие угнетенные формы: длина ((*a*) — 11 мм, высота (*b*) — 9 мм, выпуклость (*c*) — 3 мм), а в нижнебабельских — средние и крупные формы (*a* — 26 мм, *b* — 21 мм, *c* — 8 мм). По-видимому, эти отличия являются отражением экологическх условий, так как средние значения коэффициентов удлинения (*b*/*a*) и выпуклости (*c*/*b*) очень близки (для выборки верхней пачки *b*/*a* — 0,807, *c*/*b* — 0,380; для выборки нижней пачки *b*/*a* — 0,818, *c*/*b* — 0,333).

Состав фауны солоноватоводных моллюсков позволяет скоррелировать бабельские слои с отложениями древнеэвксинской террасы Кавказского побережья (мыс Кадош) и Таманского полуострова (с. Малый Кут, Динской залив, пос. Ильич), как ранее было отмечено П.В. Федоровым (1978). К фауне солоноватоводных моллюсков Озерного близки также древнеэвксинские фауны Азовского побережья (с. Бессергеновка, г. Таганрог и др.), а возможно, и фауны окрестностей сел Бетты и Криницы (Кавказское побережье)

Пресноводные моллюски. В составе пресноводной малакофауны преобладают виды, ныне обитающие в Дунае и дунайских лиманах. Для них характерно наличие термофильных южных видов, таких, как Theodoxus danubialis C. Pf., Fagotia acicularis Fer., Lithoglyphus pyramidatus Möll. (см. таблицу). Кроме того, здесь встречаются виды, обитающие ныне значительно южнее: Corbicula fluminalis Müll., Melanopsis praerosa L. Первый вид сейчас обитает не севернее 42° с.ш. (Южная Болгария). Эта фауна свидетельствует о климате более теплом, чем сейчас, во всяком случае, это были межледниковые условия. Рассматриваемая фауна выделена в качестве отдельного комплекса — это бабельский термокомплекс (Чепалыга, 1982).

Среди экологических групп в составе фауны преобладают реофилы (обитатели текучих вод) и лимнофилы (обитатели озер). Стагнофилы (обитатели стоячих вод) встречаются редко и представлены в регрессивных фазах седиментационных циклов двумя видами — Coretus corneus и Planorbis planorbis. Значительна также примесь солоноватоводных видов (родов Monodacna, Didacna, Micromelania, Dreissena). Экологические условия обитания бабельской фауны близки к условиям современных дунайских лиманов: мелководные, хорошо прогреваемые эвтрофные лиманы со значительным притоком пресных вод из впадающих рек и проникновением соленых вод из моря через пересыпи.

С точки зрения эволюции интерес представляют два вида: Viviparus tiraspolitanus Pavl., Corbicula fluminalis Müll. Род Corbicula появлялся в Северной Евразии дважды. Первый прохорез отмечался в начале эоплейстоцена (C. apsheronica Andz.), а к концу эоплейстоцена полностью исчез. В раннем плейстоцене корбикулы нигде в Северной Евразии не встречались. Второй прохорез Corbicula отмечается в начале среднего плейстоцена, когда появился современный вид C. fluminalis. Он сохранился в регионе вплоть до начала позднего плейстоцена (микулинское межледниковье) и вымер в результате похолодания во время валдайского оледенения.

В основании разреза Озерное (слой 20) встречаются последние представители раннеплейстоценового вида V. tiraspolitanus вместе с первыми C. fluminalis. Возможно, эти слои относятся еще к концу раннего плейстоцена или фауна в них переотложена.

Фауна остракод представлена солоноватоводными и пресноводными видами. В нижней пачке лиманно-морских отложений (нижнебабельских) обнаружена разнообразная фауна солоноватоводных и пресноводных остракод, в частности Tyrrhenocythere amnicola donetziensis и др. Солоноватоводные и эвригалинные виды представлены большим количеством раковин, а пресноводные формы — лишь единичными экземплярами. Выше по разрезу (слой 16) встречен близкий по составу комплекс остракод, но здесь более многочисленны пресноводные формы. В начале нового седиментационного цикла (верхнебабельские слои, слой 15) отмечается новое увеличение количества экземпляров солоноватоводных видов, среди которых преобладает Tyrrhenocythere amnicola donetziensis. В верхах второго цикла (слой 13) встречаются лишь редкие пресноводные формы (см. таблицу).

Фауна мелких млекопитающих. Остатки ископаемых грызунов обнаружены в трех горизонтах субаквальных отложений (слои 15, 18 и 19), в нижне- и верхнебабельских слоях. Костные остатки отбирались послойно. Их видовой состав отражен в таблице.

Из нижнебабельских слоев (слои 19 и 18) было определено 15 видов млекопитающих. Наиболее характерными формами являются архаичные водяные полевки Arvicola cantiana, степные пеструшки вида Lagurus ex gr. transiens. Отмечается большое разнообразие серых полевок рода Microtus (подродов Microtus и Stenocranius). В слое встречено несколько остатков архаичных видов (родов Mimomys, Villanyia, Pliomys), которые, видимо, были переотложены из более древних отложений (рис. 2, таблица).

В верхнебабельских слоях обнаружены остатки семи видов млекопитающих (рис. 3, таблица). Доминируют также кости водяных полевок A. cantiana. Пеструшки представлены более продвинутой формой Lagurus ex gr. transiens — lagurus. Присутствуют костные остатки Microtus arvalis, M. gregalis, M. oeconomus. Фауны из нижне- и верхнебабельских слоев Озерного можно сопоставить с сингильским (гуньковским) фаунистическим комплексом, для которого характерно появление первых архаичных водяных полевок Arvicola cantiana (= mosbachensis).

Пеструшки представлены родом Lagurus (причем большинство зубов имеет морфотип строения, характерный для L. transiens) и Eolagurus (E. luteus volgensis). В фаунах сингильского (гуньковского) комплекса отмечается многообразие полевок рода Microtus. Полевки подрода Pitymys для него не характерны.

Фауна Озерного отражает эволюционный этап развития грызунов, последовавший за позднетираспольским. Для этого этапа уже не характерны корнезубые полевки родов Mimomys, Villanyia, Pliomys и пеструшки рода Prolagurus.

Подобные фауны широко известны на Русской равнине и были обнаружены в бассейнах Днепра (местонахождения Гуньки, Чигирин, Градижск), Дона (Верхняя Еманча, Стрелица, Владимировка I и II), Оки (Лихвин) и др. (Маркова, 1982; Агаджанян, Ербаева, 1983). Эти фауны по ряду данных (палинологии, геологическому положению) сопоставляются с лихвинским межледниковьем. К разным этапам этого межледниковья относятся и субаквальные отложения разреза Озерного.

Экологический облик фауны Озерного складывается из нескольких компонентов. Большинство видов предпочитало селиться в степях и даже полупустынях (суслики, слепыши, слепушонки, хомяки, желтые и степные пеструшки). К лугам тяготели обыкновенные полевки, к околоводным биотипам — водяные полевки и полевки-экономки. В слое 18 обнаружен один остаток лесного вида — рыжей полевки. Таким образом, фауна млекопитающих из субаквальной толщи Озерного, несомненно, свидетельствует о степных условиях; не исключены небольшие участки леса по долинам рек.

Палинологические данные. Результаты спорово-пыльцевого анализа разреза

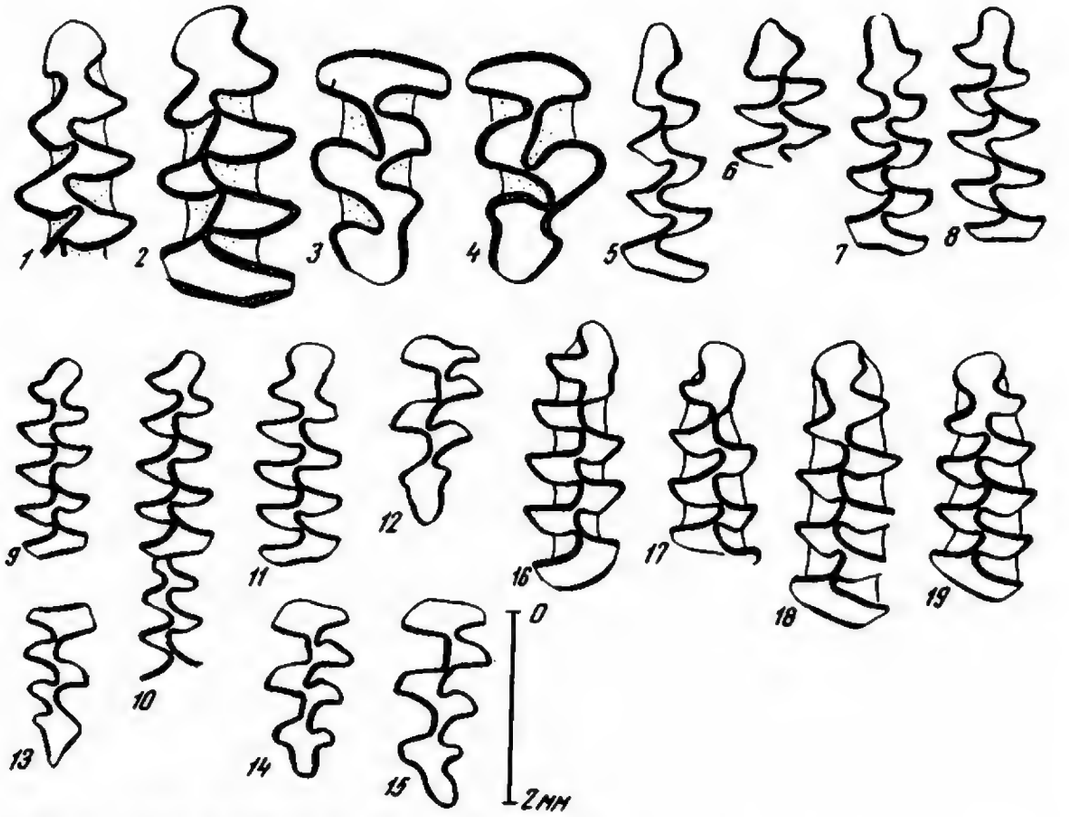


Рис. 2. Зубы полевок из нижнебабельских слоев

1, 2 — M_1 Arvicola cantiana; *3, 4* — M^3 Arvicola cantiana; *5* - M_1 Prolagurus posterius; *6—9, 11* — M_1 Lagurus ex gr. transiens; *10* — M_1 и M_2 L. ex gr. transiens; *12—15* M^3 L. ex gr. transiens; *16, 17* — M_1 Microtus gregalis; *18* — M_1 M. agrestis; *19* — M_1 M. arvalis

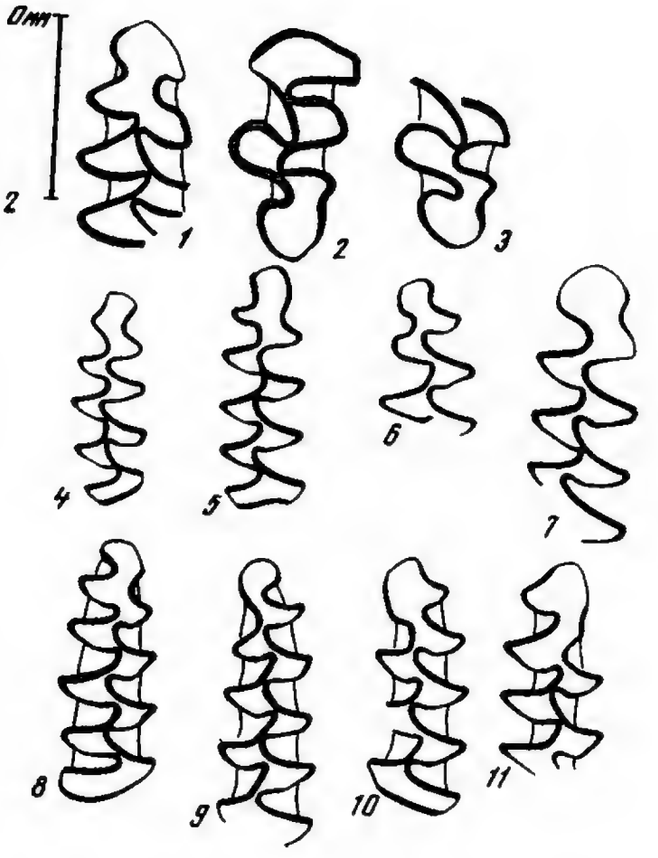


Рис. 3. Зубы полевок из верхнебабельских слоев

1 — M_1 Arvicola cantiana; *2, 3* — M^3 A. cantiana; *4—6* — M_1 Lagurus ex gr. transiens— lagurus; *7* — M_1 Eolagurus luteus volgensis; *8—9* — M_1— Microtus arvalis; *10—11* — M_1 M. oeconomus

Озерное приведены на диаграммах (рис. 4). Выделено три спорово-пыльцевых комплекса, которые фиксируют сложные изменения в растительном покрове лихвинского межледниковья.

Первый спорово-пыльцевой комплекс выделен из лиманных отложений нижнебабельских слоев (см. обр. 1—5 на рис. 4, что соответствует глубине 32,5—34,6 м на рис. 1). В общем составе преобладает пыльца травянистых растений (56,5—75,7%), хотя значительна роль и пыльцы деревьев. В группе пыльцы древесных пород и кустарников (23,3—41,6%) доминирует пыльца сосны (Pinus sp.) —

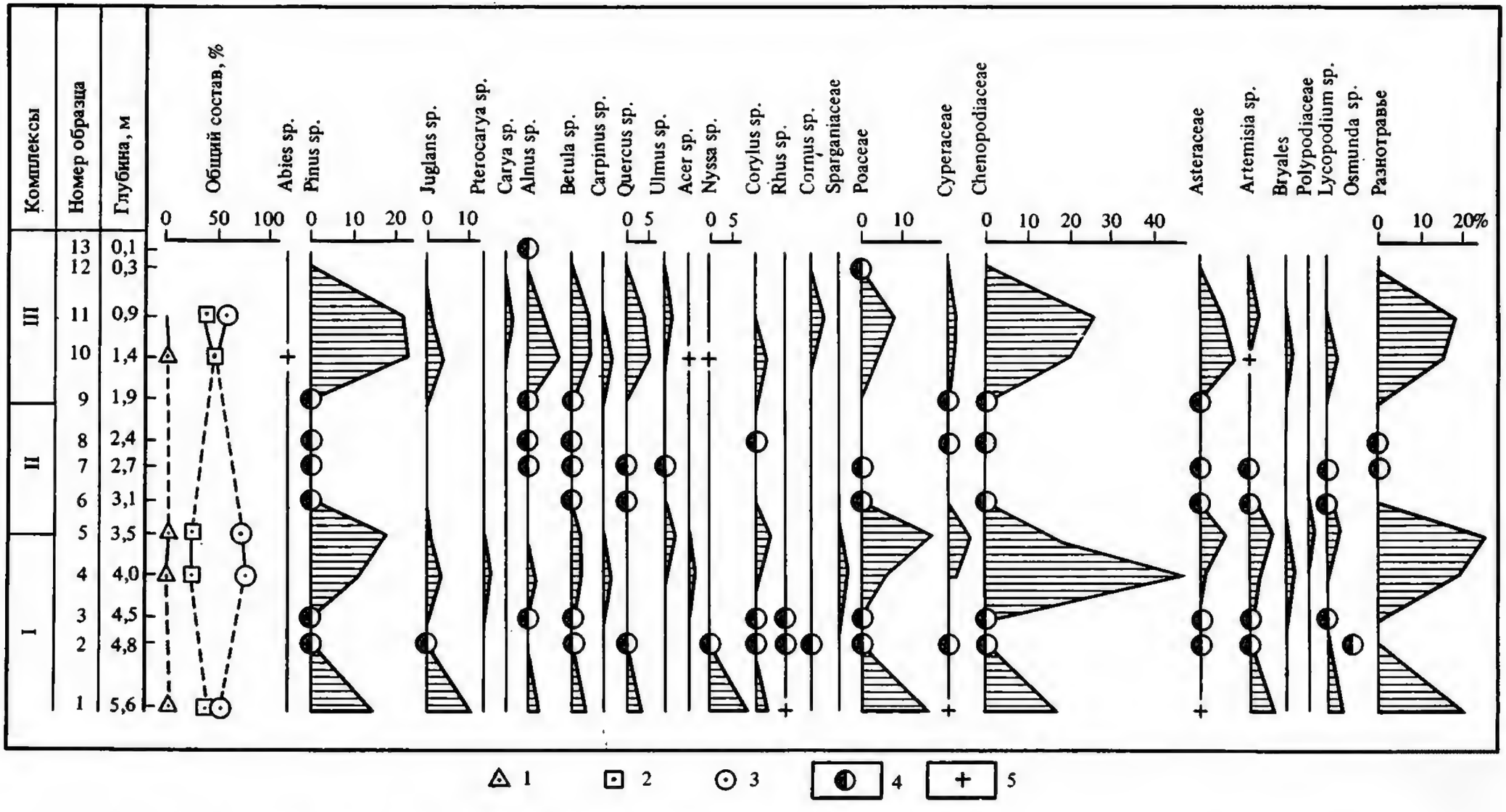


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений разреза Озерное

1 — споры; *2* — пыльца древесных пород; *3* — пыльца травянистых и кустарничковых; *4* — количество пыльцы до 1%; *5* — присутствие единичных пыльцевых зерен

13,2—18%, с участием березы (Betula sp.) до 2,0% и ольхи (Alnus sp) до 1,9%. Здесь же обнаружена пыльца широколиственных пород — дуба (Quercus sp) до 2,9%, в небольших количествах — граба (Carpinus sp.), клена (Acer sp.), ильма (Ulmus. sp), единично — лещины (Corylus sp.). В группе пыльцы трав (56,5—75,7%) много маревых (Chenopodiaceae) — 14—48,4%, меньше злаков (Poaceae) — 4,8—17% и розанных (Rosaceae) — 7,9—12%. Встречаются пыльцевые зерна полыней (Artemisia sp.), сложноцветных (Asteraceae), губоцветных (Lamiaceae), подорожниковых (Plantaginaceae) и др., из прибрежноводных растений — ежеголовниковые (Sparganiaceae). Споровые растения представлены единичными спорами мхов (Bryales), папоротников (Polypodiaceae) и плаунов (Lycopodium sp.). Особенность этого комплекса — разнообразие пыльцы неогеновых реликтов: ореха (Juglans sp.) до 10,4%, ниссы (Nyssa sp.) до 7,5%, а также наличие единичных пыльцевых зерен лапины (Pterocarya sp.), гикори (Carya sp.), сумахи (Rhus sp.). Отмечены переотложенные единичные пыльцевые зерна каштана (Castanea sp.). Анализ палинологических данных свидетельствует о степном и лесостепном характере спорово-пыльцевых спектров.

Второй спорово-пыльцевой комплекс выделен из озерных слоев нижнебабельской толщи на глубине 32,5—30,9 м (см. рис. 1; обр. 6—9 на рис. 4). Этот комплекс характеризуется резким обеднением количества пыльцы древесных пород и исчезновением пыльцы реликтов неогеновой флоры. Среди пыльцы древесных и кустарниковых растений встречаются единичные пыльцевые зерна сосны, ольхи, березы, дуба, ильма, лещины. Из пыльцы трав отмечены злаки, маревые, осоки (Cyperaceae), зонтичные (Apiaceae), сложноцветные, полыни, гвоздичные (Caryophyllaceae). Споровые растения представлены спорами плаунов. Этот комплекс имеет степной характер.

В третьем спорово-пыльцевом комплексе, выделенном по обр. 10—11 (см. рис. 4), отобранным на глубине 30,4—29,5 м (см. рис. 1), увеличивается количество пыльцы широколиственных пород и кустарников (40—49%), господствует сосна (до 22%). Встречаются пыльца ольхи (5,0—7,5%), березы (до 4%) и единичные пыльцевые зерна пихты (Abies sp.). Из широколиственных пород отмечена пыльца дуба (до 4,8%), граба, клена, ильма. Среди кустарников встречаются пыльцевые зерна лещины и кизила. Реликтовые растения представлены пыльцевыми зернами ореха до 4,9%, единичными пыльцевыми зернами гикори и ниссы. В группе пыльцы трав преобладают маревые (16,7—25%), розанные (7,6—9%), злаки (4,7—8%). Встречаются пыльцевые зёрна лютиковых (Ranunculaceae), крестоцветных (Brassicaceae), сложноцветных, полыней и др. Из спор отмечены зеленые мхи и плауны.Описанный комплекс имеет лесостепной характер. В лежащих выше отложениях (обр. 12—13) пыльца не обнаружена.

Полученные спорово-пыльцевые данные изученного разреза характеризуют в целом часть оптимального и послеоптимального времени лихвинского межледниковья. Во время накопления исследованных осадков существовали три фазы развития растительности.

В первой фазе (оптимум) лесные участки состояли из сосново-широколиственных и широколиственных лесов с участием дуба, граба, ильма, клена. В кустарниковом покрове встречались лещина, кизил, сумах. В понижениях рельефа произрастала ольха. Для этой фазы характерно присутствие в благоприятных экологических условиях представителей реликтов неогеновой флоры (орех, гикори, лапина, нисса, сумах). Так, на поймах в долинах рек в состав лесной флоры входили гикори, а на сырых заболоченных местах присутствовала нисса. В широколиственных смешанных лесах в долинах рек в условиях повышенного грунтового увлажнения росла лапина. На степных участках, которые, по-видимому, занимали водоразделы, преобладали злаково-разнотравные ценозы. На южных склонах балок, оврагов, береговых обрывов встречались полынные и маревые группировки.

Во второй фазе количество широколиственных пород уменьшилось, а реликты исчезли, что указывает на ухудшение климатических условий, которое и привело к сокращению лесной растительности. Участки леса состояли из сосны с небольшой примесью широколиственных пород — дуба, ильма, изредка в подлеске встречалась лещина.

Третья фаза характеризовалась увеличением роли широколиственных пород и представителей реликтов неогеновой флоры. Были распространены участки хвойно-широколиственных лесов. Среди широколиственных встречались дуб, граб, клен, ильм, в кустарниковом ярусе — лещина. Из реликтов отмечены орех, гикори и нисса. Присутствие этих растений указывает на довольно теплый климат.

Полученные данные показывают, что флора лихвинского межледниковья характеризуется участием представителей неогеновых реликтов, представленных американо-азиатскими (Nyssa, Carya), американо-средиземноморско-азиатскими (Morus, Juglans, Rhus), средиземноморско-азиатскими (Pterocarya) географическими элементами. Спорово-пыльцевые комплексы Озерного коррелируются с таковыми, описанными для южной части Украины В.П. Гричуком (1950), Е.Т. Ломаевой (1961) и др.

Таким образом, в течение лихвинского межледниковья на прилегающей к разрезу территории происходили существенные перестройки растительного покрова, что связано с климатическими изменениями и колебаниями уровня морского бассейна.

Реконструкция палеотемператур на основе совмещения климатограмм основных родов ископаемой флоры показывает, что средняя январская температура составляла +1°С, июльская +24°С. Палеотемпературы были выше современных на 2—3°. Климат был более теплым и менее континентальным по сравнению с современным.

Стратиграфическое положение. Рассмотрим место, которое занимают отложения стратотипа древнего эвксина в стратиграфической последовательности плейстоценовых разрезов Черного моря и Русской равнины.

Стратиграфически ниже отложений древнего эвксина залегают чаудинские слои с последними реликтами плиоценовых моллюсков Tshaudia tshaudae Andr., Dreissena tshaudae Andr. и с последними представителями тираспольского комплекса моллюсков и млекопитающих. Они связаны с отложениями пятых надпойменных террас речных долин и лиманов.

Древнеэвксинские отложения Озерного сопоставляются с лихвинским межледниковьем Русской равнины, так как и те и другие содержат сингильский (гуньковский) комплекс мелких млекопитающих.

По материалам местонахождений Западной Европы становление териофауны подобного эволюционного уровня, для которой характерно замещение полевок рода Mimomys некорнезубыми полевками Arvicola, приходит, скорее всего, в самом конце кромерского межледниковья — в начале оледенения эльстер (миндель, англий). В фаунах этого возраста встречаются холодолюбивые виды мелких млекопитающих. Подобные фауны, но другого экологического состава продолжают существовать и в межледниковье гольштейн (Kahlke, 1961; Janossy, 1976; Sutcliffe, Kowalski, 1976).

Наконец, более молодыми, чем древний эвксин, отложениями считаются осадки узунларского бассейна, в которых появляются специфическая фауна моллюсков с Didacna uzunlarica Mih. et Tsher. и фауна млекопитающих с Arvicola ex gr. chosaricus.

Итак, формирование бабельских отложений по сумме данных попадает на время лихвинского межледниковья на Русской равнине. В это время наступило значительное потепление после окского оледенения, распространилась немо-

ральная флора. Лихвинскому межледниковью отвечает эволюционный уровень сингильских (гуньковских) микротериофаун.

В Черном море во время лихвинского межледниковья отмечалась трансгрессия древнеэвксинского бассейна. Уровень предшествующего ему солоноватоводного бассейна с фауной каспийского типа (Didacna, Dreissena) стал подниматься из-за притока вод через прол. Босфор из Среднеземного моря. Вместе с солеными водами стала поступать морская фауна, в частности морские моллюски Cerastoderma glaucum, морские желуди Balanus, а также морские виды остракод и нанопланктона. В глубоководной котловине соленость поднялась до 10—15‰ и более. В прибрежной зоне отмечались подъем уровня моря и повышение солености. Морские воды затопили устьевые участки долин и прошли по ним далеко вверх. Так, в бассейне Дуная воды солоноватоводного лимана, связанного с этой трансгрессией, проникали вверх по долине на 250—300 км. Это подтверждается находками Didacna на территории Румынии в степи Бэрэган (в скважинах), а также вплоть до г. Фетешти на оз. Гряка. В районе дельты Дуная образовался морской залив.

Долины левых притоков Нижнего Дуная также были затоплены водами солоноватоводных лиманов, связанных с этим заливом. Уровень воды в лиманах превышал современный на 5—10 м и более, а соленость достигала 10—15‰. Проблема состоит в том, что при более высоком уровне малакофауна древнеэвксинского бассейна содержала гораздо меньше морских элементов, чем в настоящее время. Возможно, это связано с существованием более высокого порога в Босфоре. Однако в глубоководной котловине фиксируются морские элементы микрофлоры диатомовых и нанопланктона.

Таким образом, бабельские слои связаны с древнеэвксинским этапом развития Черного моря, лихвинским межледниковьем Восточной Европы, содержат сингильскую фауну млекопитающих и моллюсков.

Результаты комплексных исследований лектостратотипа древнего эвксина позволяют проводить широкие сопоставления этих отложений с аллювиальными, лиманно-морскими и континентальными отложениями на обширных пространствах Русской равнины и соседних территорий.

ABSTRACT

New data are given on the small mammals, fresh-water and brackish-water mollusks, ostracodes, pollen spectra and lithology of liman layers exposed in the well known section Ozernoye (Babel). The sediments can be associated with the Likhvin Interglacial on the basis of the Gun'ki (Singil) assemblage (small mammals). The Ozernoye section is suggested as a lectostratotype of the Ancient Euxinian sediments of the Black Sea.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука. 1983. 187 с.

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 208 с.

Гричук В.П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Тр. Ин-та географии АН УССР. 1950. Вып. 46. С. 5—202.

Ломаева Е.Т. История изучения спор и пыльцы из четвертичных (антропогенных) отложений УССР / Четвертичный период. Киев: Наук. думка, 1961. Вып. 13—15. С. 323—337.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 184 с.

Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и юго-восточной части СССР: Мемуары геол. отделения МОИП. М., 1925. Вып. 5. 217 с.

Ренгартен Н.В., Константинова Н.А. Роль фациально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена. М.: Наука, 1965. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 137).

Федоров П.В. Стратиграфическое положение слоев бабеля и его аналогов в плейстоцене Черноморского бассейна // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Вып. 5. С. 147—160.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 163 с.

Чепалыга А.Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей в плиоплейстоцене: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1980. 32 с.

Чепалыга А.Л. Пресноводные моллюски // Стратиграфия СССР. Четвертичный период. М.: Недра, 1982. С. 216—225.

Janossy D. Die felsnische Tarkö und die Vertebratenfauna ihrer Ausfüllung // Karszt—és barlangkutatas. VIII Kötet. 1976. 105 s.

Kahlke H.-D. Revision der Saugetierfaunen der klassischen Pleistozän- Fundstellen von Süssenborn, Mosbach, Taubach // Geologie. 1961. Bd. 10. S. 493—532.

Sala B. La fauna del giacimento di Isernia la Pineta // Sopzintendenza archeologica e oper i beni ambienlali: Archit. Artistici Storici del Molise. Isernia. Bologna: Mus. naz. 1983. P. 71—79.

Sutcliffe A.J., Kowalski K. Pleistocene rodents of the British Isles // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.). 1976. Vol. 27, N 2. P. 35—147.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.79 + 569 (470.62)

Э.А. ВАНГЕНГЕЙМ, М.Л. ВЕКУА, В.И. ЖЕГАЛЛО, М.А. ПЕВЗНЕР,
И.Г. ТАКТАКИШВИЛИ, А.С. ТЕСАКОВ

ПОЛОЖЕНИЕ ТАМАНСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ И МАГНИТОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ШКАЛАХ

Таманский фаунистический комплекс был выделен В.И. Громовым (1948)[1] и помещен им в стратиграфической шкале континентальных отложений между псекупским и тираспольским комплексами. Палеонтологический материал, послуживший для его выделения, был получен из местонахождения Синяя Балка, которое находится на северном берегу Таманского полуострова между пос. Пересыпь и Кучугуры. Костеносный горизонт обнажается в средней части высокого берега Азовского моря, в 300 м к северу от северной окраины пос. "За Родину" Темрюкского района и в 500—600 м восточнее устья Синей Балки, по которой и назван стратотип комплекса. Это богатейшее местонахождение крупных млекопитающих было открыто И.М. Губкиным в 1912 г. (Губкин, 1914). В последующие годы его изучали многие исследователи. К настоящему времени из стратотипа таманского фаунистического комплекса известны Castor tamanensis N. Ver., Canis tamanensis N. Ver., Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo, Equus aff. süssenbornensis Wüst, Elasmotherium caucasicum Boris., Bison sp. По количеству остатков преобладают слоны, только последние и предпоследние коренные зубы представлены более чем 240 экземплярами (Дуброво, 1963).

О геологическом возрасте местонахождения Синяя Балка долгое время шли споры. И.М. Губкин (1913, 1914) считал его бакинским. В.И. Громов (1948) на основании анализа эволюционного уровня развития млекопитающих относил костеносные отложения к апшерону. Н.К. Верещагин (1957) полагал, что первоначально кости накапливались в озерно-пойменных водоемах в конце апшерона, а затем были размыты и ассимилированы грязекаменными потоками где-то на границе апшеронского и бакинского времени. И.А. Дуброво (1963), проводившая здесь раскопки, исключила возможность переотложения остатков млекопитающих, но присоединилась к мнению И.М. Губкина о бакинском возрасте костеносных отложений. П.В. Федоров считал, что местонахождение "может отвечать по возрасту бакинским (чаудинским) отложениям или перерыву между апшероном и баку" (1978, с. 41). Н.А. Лебедева (1972, 1978) датировала костеносный горизонт Синей Балки средним апшероном. Л.И. Алексеева (1977) весь таманский

[1] Некоторые авторы (Топачевский, 1973) понимают таманский комплекс в более широком объеме, включая в него все фауны между хапровским и тираспольским комплексами. При такой трактовке таманский комплекс В.И. Громова включает только позднетаманские фауны.

комплекс отнесла к позднему апшерону. Такие разногласия в определении времени формирования костеносного горизонта объясняются отсутствием надежных данных о возрасте подстилающих отложений, а также о взаимоотношениях его с перекрывающими образованиями. Для выяснения положения в разрезе костеносного горизонта в 1987—1988 гг. мы провели исследования в районе местонахождения Синяя Балка.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРАТОТИПА ТАМАНСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

На северном берегу Таманского полуострова в береговых обрывах Азовского моря обнажаются дислоцированные отложения неогена, на которых на различных уровнях залегают осадки плейстоценовых морских террас, а местами — покровные суглинки. Следует отметить, что в этом районе сильно развиты оползни и ненарушенные отложения неогена можно наблюдать лишь в отдельных обнажениях.

В районе Синей Балки глинисто-песчанистые отложения неогена слагают северо-восточное крыло брахиантиклинали, ось которой находится приблизительно в 3 км к западу от устья балки. В ядре антиклинали в средней части 60—70-метрового обрыва обнажаются темно-серые глины сармата. Восточнее в береговом обрыве и в карьерах кирпичного завода по западному борту Синей Балки вскрываются валенсиеннезиевые глины понта с многочисленными раковинами моллюсков (азимут падения 20°, < 22°).

В 200—300 м к востоку от устья Синей Балки в береговом обрыве можно наблюдать отложения куяльника. Здесь нижние 10 м разреза представлены темно-серыми песчанистыми глинами, на которых залегает 30-метровая толща средне- и мелкозернистых серых косослоистых песков, перекрытых темно-серыми песчанистыми глинами видимой мощностью 5—7 м (азимут падения 80—90°, < 30—35°). На контакте нижних песчанистых глин и песков из полуметрового пласта плотных ожелезненных песков были собраны раковины моллюсков: Dreissena polymorpha (Pall.) var. (массовая форма), D. theodori Andrus., D. cf. choriensis Tschel., Limnocardium (Tauricardium) squamulosum (Desh.), Pontalmyra panticapea gurianthica (Tschel.), Prosodacna sp. sp., Pteradacna sp., Arcicardium cf. acardo (Desh.), Cardiidae indet., массивные Unionidae, Valenciennius cf. kujalnicus Takt., Viviparus sp., Micromelania sp., Melanopsis sp., Neritina sp., Zagrabica sp.

Многие формы представлены здесь, к сожалению, в виде обломков, что нашло свое отражение в приближенном их определении. В этом списке нет форм, которые могли бы считаться характерными лишь для одного определенного яруса плиоцена, так как все они встречаются по меньшей мере в двух ярусах — киммерии и куяльнике (эгриссе). Массовое скопление дрейссен (из группы polymorpha) позволяет думать о верхнеэгрисском возрасте этого местонахождения (дрейссеновые слои или цихиспердский горизонт), однако наличие киммерийско-куяльницких форм заставляет снизить возрастной уровень этих слоев до среднего эгрисса и считать время их образования близким к границе среднего и верхнего эгрисса (эцерий/цихиспердий), так как в верхнем эгриссе киммерийские реликты уже не встречаются.

Очень близкий к приведенному выше список моллюсков: Dreissensia polymorpha Pall., D. theodori Andrus. var. kubanica Krest., Unio sp., U. cf. sturi M. Hörn, Melanopsis bergeroni Sabba, Neritina sp., Viviparus sp., Anodonta sp., Bythinia cf. tentaculata L., B. leachilaris Fer., Lythoglyphus cf. neumayri Brus. дают И.М. Губкин и М.И. Варенцов для куяльницких отложений в районе г. Тиздар (Губкин, 1950). Судя по описанию, вероятно, это то же самое обнажение, что и изученное нами.

Из нижних и верхних песчанистых глин разреза были отобраны образцы для

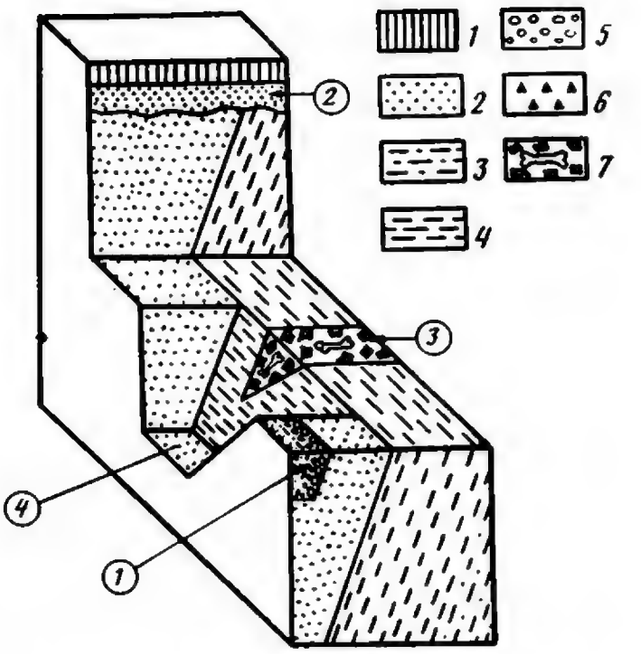


Рис. 1. Схема соотношений неоген-четвертичных отложений в стратотипе таманского фаунистического комплекса

1 — покровный суглинок; *2* — песок; *3* — песчанистая глина; *4* — глина; *5* — галечник; *6* — гравий; *7* — костеносная брекчия

Цифры в кружках: *1* — аллювиальный врез; *2* — отложения бакинской (?) террасы; *3* — овраг, заполненный костеносной брекчией (собственно местонахождение Синяя Балка); *4* — раскоп

палеомагнитного анализа с интервалом 1 м. В результате лабораторных исследований было установлено, что все они обладают обратной намагниченностью. Эти результаты не противоречат выводу о возрасте, основанному на анализе малакофауны, поскольку отложения эцерского горизонта относятся к зоне обратной полярности. Они не позволяют и сильно удревнить возраст, так как отложения скурдумского горизонта (нижний эгрисс — нижний куяльник) относятся к зоне прямой полярности Гаусс (Певзнер, 1989).

В 200 м восточнее описанного обнажения находится стратотип таманского фаунистического комплекса (рис. 1). Здесь в береговом обрыве обнажаются глины мощностью около 25 м с мелкими обломками раковин дрейссен и кардиид и кристаллами гипса. В нижней части разреза глины зеленовато-серые, песчанистые, вверху более тонкие темно-серые и коричневатые. Выше согласно залегают светло-серые мелкозернистые глинистые пески видимой мощностью 5—7 м. Слои падают на северо-восток (азимут падения 40—60°, < 60—75°).

В верхней части разреза темно-серых глин (образцы отобраны на глубинах 0,3; 1,3 и 2,6 м от кровли) были обнаружены солоноватоводные остракоды семейства Cyprididae — Bakunella dorsoarcuata (Zal.), Caspiolla acronasuta (Livental), C. gracilis (Livental), C. prochazkai (Pokorny), Caspiocypris labiata (Zal.), Pontoniella acuminata (Zal.). Все виды этого комплекса, за исключением одного, имеют широкое стратиграфическое распространение — в отложениях понта, киммерия, куяльника и гурия. Лишь Caspiolla gracilis появляется с куяльника, что ограничивает нижний возрастной предел вмещающих пород куяльником.

Таким образом, данные по остракодам не противоречат сделанному на основании анализа фауны моллюсков выводу о куяльницком возрасте отложений, подстилающих костеносный горизонт стратотипа таманского фаунистического комплекса.

В верхней части обнажения на высоте 16,5—23,5 м от уровня моря наблюдается пачка аллювиальных отложений, вложенная с врезом в описанные выше светло-серые глинистые пески и дислоцированная согласно с ними (см. рис. 1, *1*). Днище этого вреза находится в 3 м выше контакта темно-серых глин и светло-серых глинистых песков и практически параллельно ему, а сохранившийся борт вреза почти перпендикулярен дну ложа. Аллювиальная пачка имеет следующее строение (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальный горизонт — гравийник с большим количеством мелкой и средней (до 5 см) гальки, состоящей из плотных пород и глинистых окатышей; цемент — голубовато-серая песчанистая глина 0,4

Фауна мелких млекопитающих из аллювиального вложения в разрезе Синяя Балка

Вид	Количество остатков
Allaphaiomys pliocaenicus Kormos	6
Prolagurus arankae (Kretzoi)	1
Cromeromys intermedius (Newton)	4
Mimomys sp. (мелкая форма)	7
M. sp. (крупная форма)	1
Villanyia sp.	2
Ellobius sp.	2
Citellus sp.	4
Alactaga sp.	2

2. Глина голубовато-зеленая, плотная, с единичными включениями гравия 0,2
3. Гравийник с мелкой (до 2 см) галькой, с глинистым цементом 1,2
4. Невыдержанные по простиранию тонкие линзочки голубоватых глин и серых песков. . . . . 0—0,3
5. Переслаивание мелкого гравийника (с глинистым цементом) и голубовато-серых глин 0,5
6. Гравийник, аналогичный слою 1, но с бóльшим содержанием глинистого цемента . . . . . 0,7—0,8

Все горизонты описанной пачки содержат остатки мелких млекопитающих (таблица). По систематическому составу и общему облику фауна мелких млекопитающих близка к фауне верхних горизонтов куяльницких отложений окрестностей Одессы — одесскому комплексу А.И. Шевченко (1965). В ней присутствуют как корнезубые (преобладают), так и некорнезубые формы полевок.

Мы не располагаем какими-либо палеонтологическими данными о возрасте пород, подстилающих аллювиальную пачку. Однако учитывая их согласное залегание на отложениях куяльника с раковинами моллюсков и данные по млекопитающим из аллювиальной пачки, эти отложения следует относить к завершающей стадии куяльника.

Описанное обнажение находится на конце узкого мыса между двумя оползневыми цирками. Мыс расположен почти перпендикулярно коренному берегу, высота которого в данном месте 39—40 м[1]. В 30—50 м восточнее в обрыве плато можно видеть, как на высоте 35—36 м от уровня моря на круто падающие темно-серые глины с размывом ложится горизонтально-слоистая толща светло-серых тонко- и среднезернистых рыхлых кварцево-слюдистых песков (см. рис. 1, *2*), которые на высоте 37,5 м перекрываются покровными суглинками. Костеносные отложения стратотипа таманского фаунистического комплекса (см. рис. 1, *3*) обнажаются на протяжении 15 м по водораздельной части северного окончания описанного выше мыса, в 6—21 м от бровки берегового обрыва (в глубь склона). Их строение и взаимосвязи с подстилающими породами удалось выяснить в результате раскопок, проведенных в 1987—1988 гг. на восточном склоне мыса. Эти отложения выполняют древний овраг, врезанный в темно-серые и коричневатые дислоцированные глины, обнажающиеся в береговом обрыве. Он протягивается по азимуту СВ 60°, т.е. практически вкрест простирания подстилающих пород.

Раскопом (см. рис. 1, *4*) вскрыто поперечное сечение оврага, который заполнен несортированным разнозернистым серым плотным песком с большим количеством крупных костей млекопитающих и неокатанных обломков и глыб плотного мергеля. Основное скопление костей и грубообломочного материала

[1] По Н.А. Лебедевой (1972), высота бровки берега в этом месте — 70 м, по Н.К. Верещагину (1957) — 90—95 м, с чем никак нельзя согласиться, поскольку максимальная абсолютная отметка берега в этом районе 40,7 м.

приурочено к осевой части заполнения. К бортам оврага и дну ложа отложения становятся менее грубыми и содержат лишь единичные кости и захваченные с бортов неокатанные куски глин, в которые врезан овраг.

В общих чертах характеристика костеносной толщи, приведенная нами, совпадает с описанием И.А. Дуброво (1963). Все исследователи единодушны в том, что скопление костей связано с грязекаменным потоком. Очевидно, первоначально овраг заполнялся обычным овражным материалом, а затем по его руслу прошел этот поток и заполнил его практически полностью. Сейчас невозможно установить, как далеко овраг протягивался в северо-восточном направлении, так как его дистальный конец разрушен оползнями и, вероятно, морем. В настоящее время самая нижняя часть костеносной толщи отмечается на высоте 18 м над уровнем моря, а самая верхняя выходит на дневную поверхность (на водоразделе мыса) на высоте 26—27 м. Юго-западная часть оврага располагалась, по-видимому, на месте оползневого цирка, разрушившего западный склон мыса.

Все сказанное выше позволяет ограничить нижний возрастной предел костеносной толщи. Она, безусловно, моложе куяльника (акчагыла), в отложения которого врезана. Об этом же свидетельствуют и данные о фауне мелких млекопитающих из подстилающих отложений. Костеносная толща не может относиться и к самому началу апшерона, так как от завершающих стадий развития куяльницкого бассейна образование местонахождения отделено тектонической фазой, во время которой отложения куяльника были дислоцированы. Кроме того, подобный овраг и мощные грязекаменные потоки могли образоваться лишь при достаточно расчлененном рельефе, на формирование которого также требовалось какое-то время.

Верхний возрастной предел костеносной толщи в районе стратотипа не может быть ограничен, так как здесь не наблюдаются непосредственные соотношения с перекрывающими породами. И.М. Губкин (1913, 1914) и Н.К. Верещагин (1957) связывали ее с бакинской террасой.

Нам представляется, что местонахождение не может быть связано с этой террасой, так как овраг, заполненный костеносными отложениями, мог образоваться только при более низком, чем бакинский, уровне моря, т.е. в пред- или послебакинское время. Исходя из имеющихся данных об истории развития фаун млекопитающих, однозначно исключается возможность образования костеносной толщи в послебакинское время. Таким образом, формирование местонахождения произошло в апшероне. Именно к такому выводу пришел В.И. Громов, основываясь только на анализе эволюционного уровня найденных здесь млекопитающих. Определить точное положение стратотипа таманского комплекса в пределах апшерона по материалам этого разреза мы не можем.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЪЕМ И ВОЗРАСТ ГРАНИЦ ТАМАНСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

До настоящего времени нет устоявшихся представлений о положении нижней границы таманского комплекса в стратиграфической шкале Восточного Паратетиса. Различными исследователями она проводится внутри среднего апшерона, по его подошве или кровле; в магнитохронологической шкале она помещалась под эпизодом Харамильо (Алексеева, 1977; Никифорова и др., 1976, 1980; Никифорова, 1982) или на уровне основания этого эпизода (Никифорова и др., 1986; Решение ..., 1986; Никифорова, Алексеев, 1989). Вопрос о положении верхней границы комплекса у подавляющего большинства исследователей не вызывает принципиальных разногласий: в магнитохронологической шкале она помещается в интервале между эпизодом Харамильо и инверсией Матуяма/Брюнес.

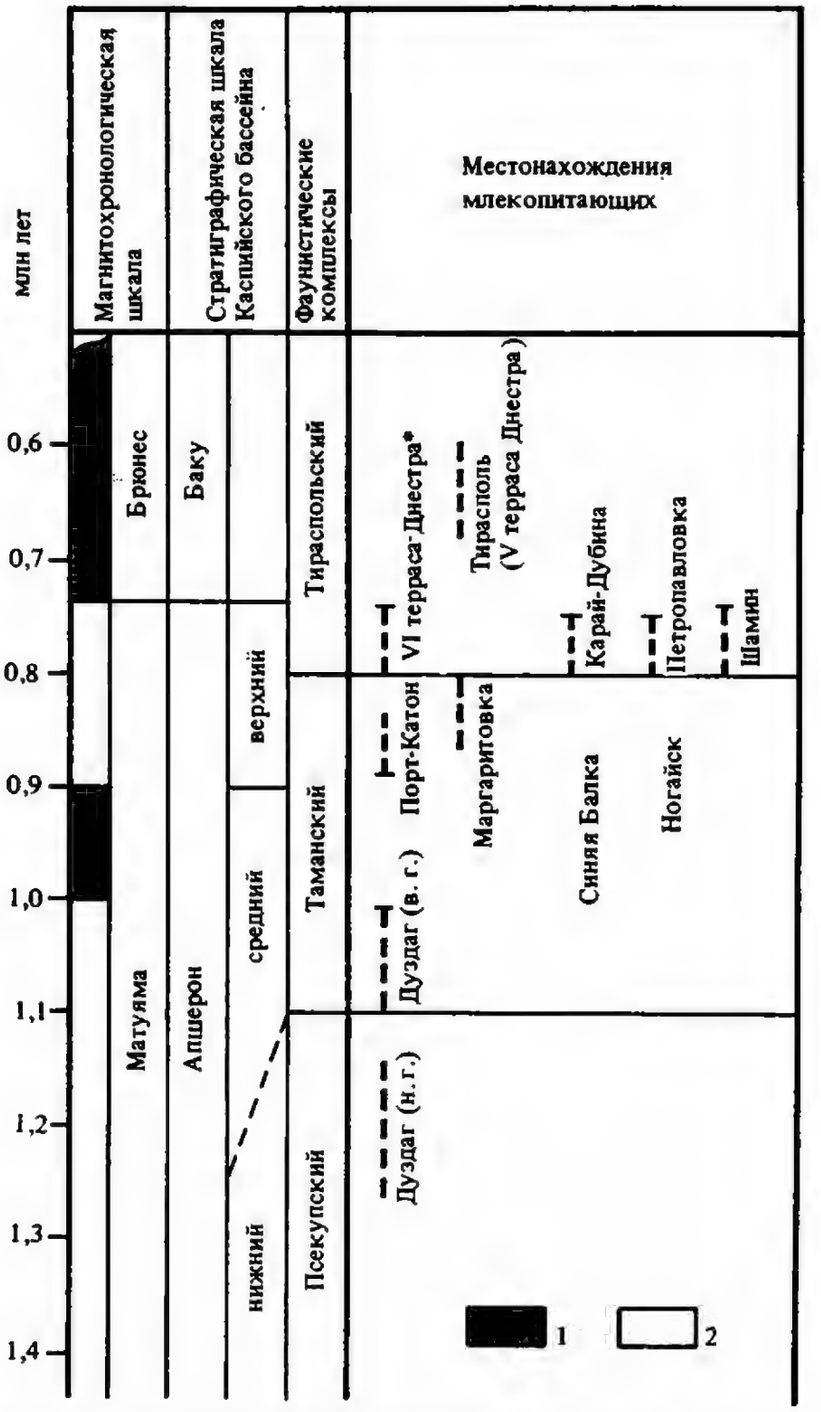


Рис. 2. Положение опорных местонахождений млекопитающих в стратиграфической и магнитохронологической шкалах

*** — местонахождения Михайловка, Слободзея-Кремень, Великая Косница. *1* — прямая полярность; *2* — обратная полярность**

Пунктиром показан стратиграфический интервал, в котором может располагаться местонахождение. Местонахождения Синяя Балка и Ногайск не могут быть точно помещены в пределах таманского комплекса

Для определения нижней границы комплекса в стратиграфической шкале Каспийского бассейна важное значение имеют найденные Н.А. Лебедевой остатки слонов псекупского (Archidiskodon meridionalis meridionalis) и таманского (A. meridionalis tamanensis) фаунистических комплексов в морских обратно намагниченных отложениях апшерона в разрезе горы Дуздаг (Путеводитель..., 1972, 1981). Исходя из положения остатков слонов в разрезе (между эпизодами Харамильо и Гилса) и скоростей осадконакопления, возраст нижней границы таманского комплекса может быть предположительно оценен около 1,1 млн лет. Сложнее вопрос о положении ее по отношению к границе между нижним и средним апшероном. Переход от нижнего апшерона к среднему в Каспийском бассейне

очень постепенный, и эту границу различные авторы проводят на разных стратиграфических уровнях. В разрезе горы Дуздаг, по данным А.А. Али-Заде и др. (Путеводитель..., 1971), отложения, содержащие остатки таманского слона, относятся к первой половине среднего апшерона, а псекупского — ко второй половине нижнего апшерона. Придерживаясь такой разбивки, Н.А. Лебедева (1978) проводит нижнюю границу таманского комплекса по подошве среднего апшерона. А.В. Мамедов и др. (Путеводитель..., 1981) границу между нижним и средним апшероном в разрезе Дуздаг проводят стратиграфически ниже, соответственно и таманский и псекупский слоны датируются средним апшероном. В этом случае нижняя граница таманского комплекса проходит в средней части среднего апшерона (рис. 2).

Наиболее поздние остатки слонов A. meridionalis tamanensis известны на южном берегу Таганрогского залива из местонахождений у хутора Подлюдки и у с. Маргаритовка (Дуброво, Алексеев, 1964; Дуброво, 1964). В этом районе в береговых обрывах обнажается мощная толща континентальных отложений. Г.И Попов (1947) расчленил ее на четыре пачки (снизу—вверх): пресноводные отложения — танаисские слои, скифские глины (красно-бурые и подстилающие их зеленовато-серые), лёссовидные покровные суглинки и склоновые делювиальные. В береговых обрывах здесь обнажается лишь верхняя часть танаисских слоев. Их нижняя часть, выполняющая погребенную долину, была вскрыта скважинами в районе г. Ейска. На основании изучения главным образом пресноводных моллюсков Г.И. Попов пришел к выводу, что танаисские слои соответствуют позднему апшерону. Возраст скифских глин он считал близким к границе плиоцена и плейстоцена схемы МСК, поскольку они залегают непосредственно на танаисских слоях и связаны с ними постепенным переходом, а в лёссовидном покрове выделял все горизонты плейстоцена.

В местонахождении у хутора Подлюдки остатки млекопитающих таманского комплекса были собраны из танаисских слоев (зеленоватых плотных глин), обнажающихся непосредственно над уровнем моря (Дуброво, Алексеев, 1964). У с. Маргаритовка остатки A. meridionalis tamanensis были найдены в желто-зеленых глинах, приблизительно в 5 м ниже кровли скифских глин.

Палеомагнитные исследования, проведенные в этом районе, показали, что как танаисские слои, обнажающиеся в нижней части береговых обрывов, так и бóльшая нижняя часть скифских глин обладают обратной намагниченностью, а лежащие выше отложения — прямой. Смена полярности, соответствующая инверсии Матуяма/Брюнес, в разрезе Маргаритовка фиксируется по кровле слоя желто-зеленых песчанистых глин, в 2,5—3 м выше костеносного горизонта.

Как указывалось, отложения верхней части танаисских слоев датируются поздним апшероном. Поскольку граница среднего и позднего апшерона практически совпадает с верхней границей эпизода Харамильо (Путеводитель..., 1981), то можно заключить, что отложения с A. meridionalis tamanensis, а соответственно и верхняя граница таманского фаунистического комплекса, моложе эпизода Харамильо. Ее верхний возрастной предел ограничивают находки руководящей формы тираспольского комплекса — A. trogontherii в отложениях VI террасы Днестра, сформировавшихся в конце эпохи Матуяма (Дуброво, Чепалыга, 1867; Певзнер, Чепалыга, 1970; Путеводитель..., 1982). Таким образом, граница между таманским и тираспольским фаунистическими комплексами в магнитохронологической шкале помещается между эпизодом Харамильо и инверсией Матуяма/Брюнес, т.е. в интервале времени между 0,7 и 0,9 млн лет. Определить ее точное положение в этом интервале пока не представляется возможным, условно мы оцениваем ее в 0,8 млн лет. В стратиграфической шкале Каспийского бассейна она располагается внутри верхнего апшерона, поскольку границы последнего совпадают соответственно с верхней границей эпизода Харамильо и инверсией Матуяма/Брюнес (Певзнер, 1982).

Таким образом, стратиграфический диапазон таманского фаунистического комплекса — верхняя половина среднего апшерона (или средний в полном объеме) и нижняя половина позднего апшерона, а время его существования примерно оценивается интервалом 1,1—0,8 млн лет.

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Таманский фаунистический комплекс соответствует биозоне Archidiskodon meridionalis tamanensis — на верхней границе комплекса происходит замещение A. meridionalis tamanensis на A. trogontherii. На протяжении времени существования комплекса вымерли последние мастодонты — Anancus arvernensis и последние представители стеноновой группы лошадей, появились Equus süssenbornensis и бизоны, которые в следующем (тираспольском) фаунистическом комплексе становятся доминирующими среди копытных.

Фауна мелких млекопитающих из стратотипа таманского комплекса неизвестна. Однако она достаточно хорошо изучена по другим местонахождениям, в которых остатки мелких млекопитающих найдены вместе с Archidiskodon meridionalis tamanensis. Таманская фауна грызунов во многом близка к фауне предшествующего псекупского комплекса, но имеет и ряд эволюционных отличий. Основное ее ядро составляют представители некорнезубых полевок — Allophaiomys и Prolagurus, поздние формы корнезубых мимомисных полевок группы Mimomys intermedius (Топачевский, 1973; Александрова, 1976; Маркова, 1982). На нижней границе комплекса отмечается резкое сокращение числа видов и количества остатков рода Villanyia, вблизи нее исчезает Mimomys pliocaenicus, характерная для хапровского и псекупского комплексов, и появляется M. pusillus — по В.С. Зажигину (1980), последний представитель в линии развития мелких полевок группы hintoni — coelodus. Вероятно, уже на ранних стадиях развития комплекса появляется род Pitymys (Топачевский, 1973), который к началу тираспольского комплекса достигает расцвета (Маркова, 1982). Верхняя граница комплекса характеризуется полным исчезновением рода Villanyia и подрода Lagurodon. В.С. Зажигин (1980) отмечает, что с этого же времени появляются все надвидовые категории современных грызунов.

В фаунах, переходных от таманского комплекса к тираспольскому (местонахождения Карай-Дубина, Петропавловка), окончательно исчезает род Allophaiomys, появляется род Lagurus и подрод Microtus. Переходный характер фауны этих местонахождений нашел свое отражение в различных стратиграфических схемах. Одни исследователи (Красненков, Александрова, 1967; Маркова, 1982) относят эти фауны к таманскому комплексу, другие (Александрова, 1973; Никифорова, 1982) — к тираспольскому. Мы относим эти фауны к тираспольскому комплексу, основываясь на появлении Lagurus и Microtus (Microtus), которые в более поздних ассоциациях становятся доминирующими среди грызунов.

ФАУНИСТИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ТАМАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Фаунистическим аналогом таманского комплекса на юге Западной Европы можно считать переходные фауны между виллафранком и галерием по схеме А.Аццароли (Azzaroli, 1983), которые характеризуются поздними формами Archidiskodon meridionalis и Equus süssenbornensis. Этот автор верхнюю границу верхнего виллафранка и "переходной" фауны к галерию помещал в магнитохронологической шкале несколько ниже эпизода Харамильо. Основанием для этого послужили радиометрическая датировка 1,3 млн лет поздневиллафранкского местонахождения Сензель (Франция), а также слои с "переходной" фауной, приурочен-

ной к прямо намагниченным отложениям, сопоставляемым с эпизодом Харамильо в местонахождении грот Валлоне. Нижний возрастной предел этой границы еще более ограничивается калий-аргоновой датировкой 1,2 млн лет местонахождения Пейроль (Центральный Французский массив) с фауной терминального виллафранка (Podeivin, Cantagrel, 1984).

Таким образом, исходя из приведенных данных, возраст нижней границы "переходной" фауны может быть оценен около 1,1 млн лет (заведомо древнее 1 млн лет — нижняя граница Харамильо и моложе 1,2 млн лет — датировка местонахождения Пейроль). Верхняя граница "переходной" фауны (нижняя граница галерия) в магнитохронологической шкале находится между эпизодом Харамильо и инверсией Матуяма/Брюнес. Точное ее положение в этом интервале шкалы установить пока не представляется возможным. Однако важно подчеркнуть, что в местонахождении Изерния (Италия) галерийская фауна млекопитающих приурочена к обратно намагниченным отложениям конца эпохи Матуяма, перекрытым вулканическими породами с K-Ar-датой 0,73 млн лет. Эта датировка получена независимо в двух разных лабораториях: 0,73 ± 0,04 млн лет — в Риме и 0,73 ± ± 0,07 млн лет — в Амстердаме (Azzaroli, 1983).

Таким образом, "переходная" фауна юга Европы занимает в хронологической шкале то же самое положение, что и таманский комплекс. К такому же выводу пришла и К.В. Никифорова (1987).

К "переходной" фауне А.Аццароли относит и местонахождение Мосбах-1 в бассейне Рейна (ФРГ). Однако его точное положение в магнитохронологической шкале также неизвестно. А.Аццароли помещает его на уровне эпизода Харамильо (Azzaroli, 1983), В. Кёнигсвальд и Х. Тобин (Koenigswald, Tobien, 1987) — непосредственно ниже этого эпизода. Палеомагнитная характеристика в этом местонахождении получена для палеонтологически немых суглинков, залегающих между нижним костеносным слоем (Мосбах-1) и серыми песками главного фаунистического слоя (Мосбах-2). По А. Кочи и др. (Koči et al., 1973), они обладают обратной намагниченностью и сопоставляются с кромером-1 нидерландской схемы, который относится к концу эпохи Матуяма — располагается между эпизодом Харамильо и инверсией Матуяма/Брюнес (Montfrans, 1971). Из этих данных можно лишь заключить, что фауна Мосбах-1 древнее инверсии Матуяма/Брюнес, но неясно, какое положение она занимает по отношению к эпизоду Харамильо.

Фауна местонахождения Йокгрим, также расположенного в бассейне Рейна, аналогична фауне Мосбаха-1. Прямая намагниченность отложений позволила А. Кочи и др. (Koči et al., 1973) сопоставить это местонахождение с эпизодом Харамильо.

В Карпатском регионе фаунистическим аналогом таманского комплекса считается нижняя часть бихария схемы М. Кретцоя (Kretzoi, Pecsi, 1982). Бихарий — следующий за виллафранком[1] ярус континентальной шкалы, который подразделяется на два подъяруса: нижний — кромерий и верхний — мосбахий. Кромерий делится на пять горизонтов (снизу вверх): бетфия, монтепеглий, надьхаршань, темпломхедь и тарко. Таманскому комплексу соответствует, по-видимому, фауна горизонта бетфия. Ядро этой фауны, так же как и таманского комплекса, составляют Allaphaiomys и Prolagurus. На нижней границе происходит резкое сокращение численности рода Villanyia, отмечаются первые Pitymys. В наиболее древних местонахождениях этого подразделения (Бетфия-2) встречаются вместе Mimomys pliocaenicus и M. pusillus (Kretzoi, 1965; Jánossy, 1986). Установить точное положение верхней границы таманского комплекса по отношению к горизонту монтепеглий пока невозможно из-за его недостаточно четкой фаунистической характеристики. Из имеющихся материалов можно заключить, что указанная граница заведомо стратиграфически ниже нижней границы горизонта надьхар-

[1] В более ранних схемах М. Кретцоя виллафранк этой схемы равен вилланию в широком смысле.

шань, на которой отмечается появление нескольких видов Microtus и два вида Pitymys (Jánossy, 1986).

В зональной шкале континентальных отложений Западной Европы, предложенной П. Мэном и К. Гирином (Meon et al., 1980; Guérin, 1982), таманский комплекс соответствует зоне MNQ 20, для которой, как и для таманского комплекса, характерной ассоциацией среди слонов и лошадей является Archidiskodon meridionalis — Equus süssenbornensis.

В Западной Сибири, по мнению В.С. Зажигина, таманскому комплексу соответствует раздольинский фаунистический комплекс. Основное его отличие от предшествующего (кизихинского) комплекса заключается "в появлении последнего эволюционного звена в линии развития мелких полевок рода Mimomys-M. (Microtomys) pusillus. Другое важное отличие раздольинского комплекса — первое достоверное появление подрода Pitymys в Западной Сибири. И третье очень важное отличие — преобладание некорнезубых форм полевок как по числу остатков, так и видов над корнезубыми полевками мимомисной группы. С этого момента доминирование некорнезубых полевок в антропогене остается постоянным" (Зажигин, 1980, с. 57). В отличие от раздольинского комплекса в более молодом — вяткинском — уже отсутствуют Villanyia и Allaphaiomys, появляются род Lagurus и подрод Microtus, Pitymys hintoni замещается на P. gregaloides.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таманский фаунистический комплекс обладает достаточно специфической характеристикой как по крупным, так и по мелким млекопитающим, что позволяет надежно отличать его от предшествующего и последующего комплексов, а также узнавать в значительно удаленных друг от друга регионах. К настоящему времени его аналоги уверенно прослеживаются от Западной Европы до Сибири.

Анализ палеонтологических и хронологических данных показывает, что фаунистические изменения на границах таманского комплекса и его аналогов по крайней мере на территории Европы происходили синхронно.

Наиболее существенные изменения в фауне млекопитающих отмечаются на верхней границе комплекса — смена слонов группы Archidiskodon meridionalis на A. trogontherii, вымирание последних мастодонтов, в фауне грызунов — появление всех современных надвидовых категорий грызунов. В фауне мелких млекопитающих наиболее принципиальным отличием таманских фаун от предшествующих является доминирование некорнезубых полевок над корнезубыми, которое с этого времени сохраняется до ныне.

Оценивая продолжительность существования таманского фаунистического комплекса в 300 тыс. лет (1,1 — 0,8 млн л. н.), мы хотим подчеркнуть некоторую условность этих датировок, вызванную двумя главными причинами: степенью точности радиоизотопных датировок и отсутствием достаточного количества пограничных местонахождений, четко привязанных к подразделениям магнитохронологической шкалы или имеющих радиоизотопные датировки. Из существующих на сегодняшний день материалов однозначно следует, что нижняя граница комплекса предшествует эпизоду Харамильо, а верхняя располагается выше эпизода Харамильо, но ниже инверсии Матуяма/Брюнес.

ABSTRACT

Duration of the Taman mammalian complex existence is estimated to be about 0,3 m.y. (1,1-0,8 Ma). On the magnetochronological scale its lower limit is placed below the Jaramillo event and the upper one is between this event and the Matuyama/Brunhes inversion. The Taman complex ranges in age throughout the Middle Apsheronian (or its late part) and the early Late

Apsheronian. It corresponds to the intermediate fauna between Villafranchian and Galerian of Azzaroli´s scheme, to the lower part of Cromerian of Kretzoi´s scheme and to the zone MNQ 20 of Mein-Guerin´s scheme.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова Л.П. О "переходных" средне-верхнеэоплейстоценовых фаунах грызунов // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии: Ротапринт. М: ГИН АН СССР, 1973. С. 5—11.

Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР. М.: Наука, 1976. 98 с.

Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: Наука, 1977. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 30).

Верещагин Н.К. Остатки млекопитающих из нижнечетвертичных отложений Таманского полуострова // Тр. ЗИН АН СССР. 1957. Т. 22. С. 9—74.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование статиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Тр. ИГН АН СССР,1948. Вып. 64. 521 с. (Геол. серия; № 17).

Губкин И.М. Обзор геологических образований Таманского полуострова (предварительный отчет) // Изв. Геол. ком. 1913. Т. 32, № 8. С. 803—859.

Губкин И.М. Заметка о возрасте слоев с Elasmotherium и Elephas на Таманском полуострове // Изв. АН. 6-я серия. 1914. Т. 8, № 9. С. 587—590.

Губкин И.М. Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова // И.М. Губкин. Избр. соч. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1950. Т. 1. С. 270—314.

Дуброво И.А. Новые данные о таманском фаунистическом комплексе позвоночных // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1963. Т. 38, № 6. С. 94—99.

Дуброво И.А. Слоны рода Archidiskodon на территории СССР // Палеонтол. журн. 1964. № 3. С. 82—94.

Дуброво И.А., Алексеев М.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1964. № 29. С. 35—43.

Дуброво И.А., Чепалыга А.Л. Остатки ископаемых слонов в террасах Днестра и их стратиграфическое значение // Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Кишинев: АН МССР, 1967. Вып. 2. С. 191—203.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 155 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 339).

Красненков Р.В., Александрова Л.П. О возрасте неогеновых террас бассейна Верхнего и Среднего Дона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42, № 6. С. 142—143.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // М.: Наука, 1972. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 215).

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 135 с.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М.: Наука, 1982. 186 с.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогеновых) отложений на территории СССР // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 120—129.

Никифорова К.В. Объем эоплейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 11. С. 79—92.

Никифорова К.В., Алексеев М.Н. Современное состоянне проблемы границы между неогеновой и четвертичной системами // Проблемы стратиграфии верхнего протерозоя и фанерозоя. М.: Наука, 1989. С. 227—252.

Никифорова К.В., Александрова Л.П., Трубихин В.М., Чепалыга А.Л. Корреляция плиоценовых и эоплейстоценовых отложений юга европейской части СССР и СРР // Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области: Ротапринт. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 5—17.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых — нижнеплейстоценовых отложений юга СССР // Геология четвертичного периода. Инженерная геология: Проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976. С. 101—119.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980. С. 65—68.

Певзнер М.А. Палеомагнитный метод в стратиграфии четвертичных отложений // Стратиграфия СССР. Чевертичная система. М.: Недра, 1982. Полутом 1. С. 149—153.

Певзнер М.А. Палеомагнитная характеристика отложений куяльника и его положение в магнитохронологической шкале // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1989. № 58. С. 117—124.

Певзнер М.А., Чепалыга А.Л. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194, № 1 С. 179—182.

Попов Г.И. Четвертичные и континентальные плиоценовые отложения нижнего Дона и северо-восточного Приазовья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово-Черноморья. 1947. Сб. 22. С. 3—76.

Путеводитель экскурсий А—10 и С—10: XI конгр. INQUA. М.: ВИНИТИ, 1981. 43 с.
Путеводитель экскурсии А—7, С—7: XI конгр. INQUA. М.: ВИНИТИ, 1982. 46 с.
Путеводитель экскурсий (Молдавия, Грузия, Азербайджан). Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой": Ротапринт. М.: ОЭП ВИМСа, 1972. 120 с.
Решение II межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.
Топачевский В.А. Грызуны таманского фаунистического комплекса Крыма. Киев: Наук. думка, 1973. 235 с.
Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 166 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 310).
Шевченко А.И. Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины // Стратиграфическое значение антропогеновой фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 7—59
Azzaroli A. Quaternary mammals and the "End-Villafranchian" dispersal event – a turning point in the history of Eurasia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1983. Vol. 44. P. 117–139.
Guérin C. Première biozonation du Pléistocène Européen, principal résultat biostratigraphique de l'etude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal an Pléistocène supérieur d'Europe occidentale // Geobios, 1982. N 15, fasc. 4. P.593–598.
Jánossy D. Pleistocene vertebrate faunas of Hungary. Budapest: Acad. Kiadó, 1986. 208 p.
Koći A., Schirmer W., Brunnacker K. Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rein–Main–Raumes // Neues. Jb. Geol. Paläontol. Monatsh. 1973. H. 9. S. 545–554.
Koenigswald W. von., Tobien H. Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden // Geol. Jb. Hessen. 1987. N 115. S. 227–237.
Kretzoi M. Die Nager und Lagomorphen von Voigtstedt in Thüringen und ihre chronologische Aussage // Paläontol. Abh. Abt. A. 1965. Bd. 2, H. 2/3. S. 587–660.
Kretzoi M., Pecsi M. Pliocene and Quaternary chronostratigraphy and continental surface development of the Pannonian basin // Quaternary studies in Hungary. Budapest: Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., 1982. P. 11–42.
Meon H., Ballesio R., Guerin C., Mein P. Approche climatologique du Néogène supérieur (Tortonien a Pléistocène moyen ancien) d'après les faunes et les flores d'Europe occidentale // Mém. Mus. nat. hist. natur. B. 1980.Vol. 27. P. 182–195.
Montfrans H.M. Palaeomagnetic dating in the North Sea basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1971. N 11. P.226–235.
Poidevin J.L., Cantagrel J.M. Un site unique du plio-pleistocene en Europe: le plateau de Perrier (Puy–de–Dome) // Rev. sci. Natur. d'Auvergne, 1984. Vol. 50. P. 87–95.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.79 (571.121)

В.Н. ГАТАУЛЛИН

МАРРЕСАЛЬСКАЯ СВИТА ЗАПАДНОГО ЯМАЛА — ОТЛОЖЕНИЯ ДЕЛЬТЫ ПРА-ОБИ

Четвертичные отложения Западного Ямала, как и всего полуострова в целом, до самого последнего времени изучены довольно слабо.

Согласно представлениям большинства геологов, особенно специалистов, проводящих инженерно-геологические исследования, п-ов Ямал сложен осадками крупного морского бассейна, регрессия которого создала ряд геоморфологических уровней — разновозрастных морских террас. Расчленение разреза четвертичных отложений на комплексы обосновывается в основном их нахождением на том или ином геоморфологическом уровне, т.е. зачастую в основу берется исключительно гипсометрия. Такой формальный геоморфологический подход приводит к искажению истинной стратиграфической последовательности отложений и ошибочным палеогеографическим выводам.

Более достоверную основу для стратиграфического расчленения сложно построенного разреза описываемого района обеспечивает структурно- генетический метод, включающий непрерывное прослеживание реальных геологических тел, изучение их пространственных взаимоотношений и структурно-текстурных особенностей.

Проведенные нами детальные литолого-стратиграфические исследования береговых обнажений западного побережья п-ова Ямал, сопровождаемые непрерывной фотодокументацией обнажений, позволили, с учетом генезиса и структурного положения слагающих их осадков, сделать вывод о том, что происхождение п-ова Ямал связано с проградацией дельты пра-Оби и сложен он в основном мощной проградационной толщей, известной под названием "марресальской". В советском секторе Арктики подобные образования плейстоценового возраста подробно не описаны. Сама марресальская свита изучалась фрагментарно, вследствие чего точки зрения на ее происхождение и возраст различны.

Впервые марресальская толща была выделена в районе полярной станции Марре-Сале В.А. Зубаковым (1972), который включил ее в состав верхней части ямальской серии, считая, что отложения накапливались в морских условиях. С.Л. Троицкий (Гуртовая, Троицкий, 1968) глинистые алевриты, обнажающиеся в районе полярной станции, отнес к морским отложениям сангамонского (казанцевского) возраста. И.Д. Данилов (1980) считает, что отложения марресальской свиты накапливались в опресненном морском или лагунно-эстуарном бассейне. Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (1982) относят отложения свиты к журавскому, или абросимовскому, горизонту палеогена — неогена и считают, что ритмичное строение и выдержанность на большом протяжении слоистости и фациального

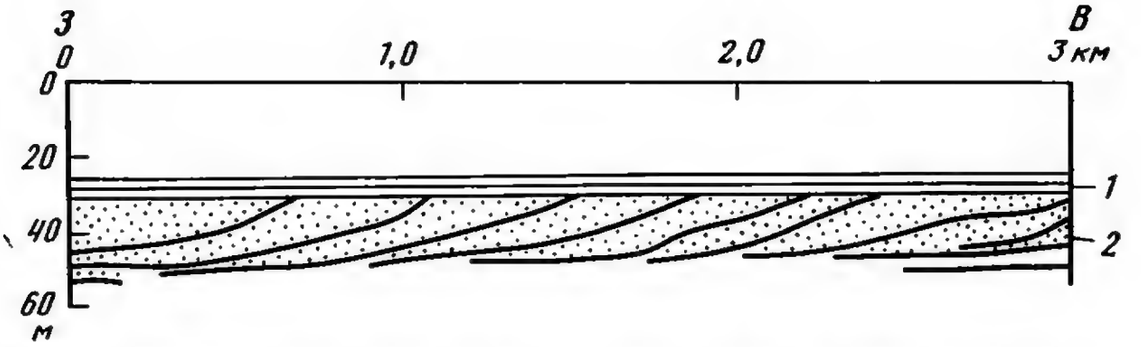


Рис. 1. Фрагмент сейсмоакустического комплекса с косослоистым рисунком латерального наращивания осадков

1 — покровные голоценовые отложения; *2* — марресальская свита

состава указывают, скорее всего, на седиментацию в условиях относительно неглубокого озерного бассейна. Р.Б. Крапивнер (1986) эти же слоистые песчано-алеврито-глинистые отложения, вскрытые скважинами в районе пос. Харасавэй, выделяет в составе толщи, названной им "тиутейской", которая, по его мнению, представлена ваттовыми и сублиторальными фациями и имеет раннечетвертичный возраст.

Благодаря повсеместной распространенности и прекрасной обнаженности марресальской свиты нам удалось проследить ее в береговых обрывах от самого севера Ямальского побережья до южной оконечности Байдарацкой губы.

На северной оконечности полуострова фрагменты марресальской свиты встречаются в береговых обрывах в устьях рек Пайндте, Харда-яха, Седа-яха, Пасядаяха. Отложения, вскрытые в этих обнажениях, имеют весьма характерный, узнаваемый облик, типичный для отложений марресальской свиты. Это толща песчано-алеврито-глинистого состава с преобладанием алевритового материала, с присущими ей разнопорядковой ритмичной слоистостью, большой мощностью и другими специфическими признаками, которые приводятся ниже.

Важной особенностью разреза всех обнажений на севере полуострова является то, что отложения марресальской свиты здесь не дислоцированы, имеют первичное пологое падение слоев и не перекрыты более молодыми осадками. Наклонное залегание слоев представляет собой, очевидно, клиноформное напластование при латеральном наращивании осадков. Клиноформные поверхности имеют слабый наклон (углы не более 3—4°) на северо-запад, в сторону моря. При таких углах падения и протяженности береговых обрывов в 2—3 км общая суммарная мощность рассматриваемых отложений достигает 100 м и более.

По сейсмоакустическим данным, на прилегающей акватории Карского моря в верхней части разреза выделяется выклинивающийся в 60 км от берега проградационный сейсмоакустический комплекс, характеризующийся четким косослоистым рисунком латерального наращивания осадков, с клиноформными поверхностями, наклоненными в мористую сторону (рис. 1), что позволяет трактовать отложения марресальской свиты на суше как проградационные.

На остальной территории западного побережья Ямала (к югу от р. Тиутей-яха) отложения марресальской свиты перекрыты более молодыми отложениями, в том числе ледниковыми, и повсеместно в той или иной степени дислоцированы.

В районе пос. Харасавэй дислоцированные отложения марресальской свиты находятся ниже уровня моря. По данным многочисленных скважин, пробуренных НПО "Союзморинжгеология", в составе марресальской свиты здесь выделяются две пачки. Нижняя, ритмично-слоистая пачка представлена неравномерным переслаиванием глин, алевритов и песков и многочисленными пропластками намывного растительного детрита, особенно в песчаных разностях. Подошва этой пачки не вскрыта, видимая мощность ее около 40 м. Верхняя, глинистая пачка

представлена глинистыми алевритами и алевритистыми глинами темно-серого цвета с зеленоватым оттенком, массивными или горизонтально-слоистыми, с присыпками пылеватого песка. Мощность верхней пачки 40—50 м.

В скважине ВНИИгаза КТС-8 марресальскоя свита вскрывается в интервале 20—56,5 м. Это единственная скважина, где вскрывается ее подошва. Здесь ритмично-слоистые отложения марресальской свиты, по мнению Ю.Б. Баду (Дубиков и др., 1986), который придерживается стратиграфической схемы Г.И. Лазукова, залегают на валуносодержащих суглинках салехардской свиты и имеют казанцевский возраст.

Южнее Харасавэя значительные выходы дислоцированных отложений марресальской свиты прослеживаются в береговых обрывах в районе устья р. Надуй-яха и в ее среднем течении, в районе устья р. Морды-яха, в береговых обрывах в районе полярной станции Марре-Сале, между заливом Мутным и устьем р. Юрибей и в районе мыса Рок. Выходы дислоцированных отложений марресальской свиты прослежены также на побережье юго-восточной части Югорского полуострова в районе мыса Нундерма и фактории Яры.

Наиболее полно разрез свиты представлен в районе полярной станции Марре-Сале, где в береговых обрывах высотой 20—35 м отложения свиты непрерывно прослеживаются на протяжении 20 км к северу и 3 км к югу от полярной станции. Здесь они обнажаются в ядре и частично на крыльях крупной, многопорядковой антиклинальной структуры северо-западного — юго-восточного простирания. Происхождение марресальской структуры довольно спорно и является предметом особого рассмотрения, связанного с проблемами гляциотектоники. По результатам наших исследований, структура отражает локальное поднятие, выделенное по геофизическим данным в мезозойских отложениях, и моделирована гляциотектоникой. В верхнечетвертичных отложениях ее амплитуда составляет не менее 150—200 м, а размах крыльев — около 15 км. Такая уникальная представительность материала позволяет считать целесообразным выделение здесь гипостратотипа марресальской свиты. Детальные литолого-стратиграфические исследования с опробованием каждой пачки на южном крыле структуры (рис. 2), сопровождаемые напрерывной фотодокументацией берегового обрыва при построении геологического разреза длиной 35 км (Гатауллин, 1986), позволили расшифровать сложное строение дислоцированной толщи и составить сводный стратиграфический разрез свиты в этом районе (рис. 3).

Здесь в разрезе свиты суммарной мощностью более 300 м условно выделено и прослежено 15 пачек, которые довольно четко дешифрируются на фотопанорамах. По соотношению отложений разного гранулометрического состава и характеру переслаивания среди них выделяются четыре типа пачек: 1) алеврито-глинистые, представленные темно-серыми, сизыми, довольно однородными, массивными и неяснослоистыми слюдистыми алевритистыми глинами; 2) преобладающего глинисто-алевритового состава с прослоями крупных алевритов и алевритистых песков; 3) равномерного переслаивания песков, алевритов и глин, которые часто имеют пеструю окраску, обусловленную пропластками бурого намывного растительного детрита; 4) преобладающего алеврито-песчаного состава, которые особенно четко дешифрируются на фотопанорамах за счет светлой окраски песков.

В чередовании пачек прослеживается определенная закономерность, устойчиво повторяющаяся в разрезе. Пачки более глинистого состава сменяются через переходные, смешанного состава, пачками алеврито-песчаными. Переходы между пачками постепенные. Более резкая граница отбивается только в подошве глинистых пачек, которые принимаются за начало ритма.

В этой последовательности, как нам представляется, прослеживается определенный фациально-генетический ряд одного цикла проградационного накопле-

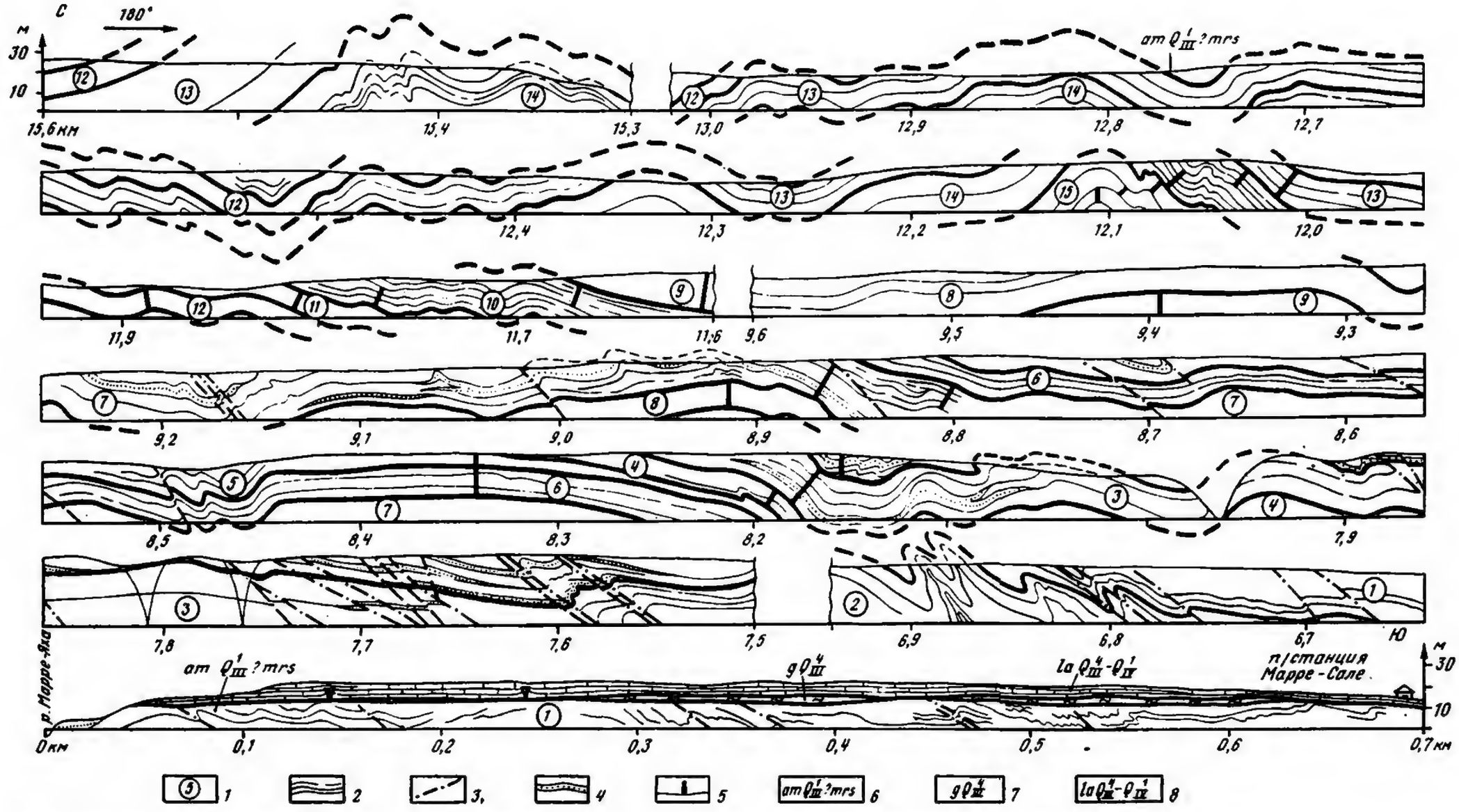
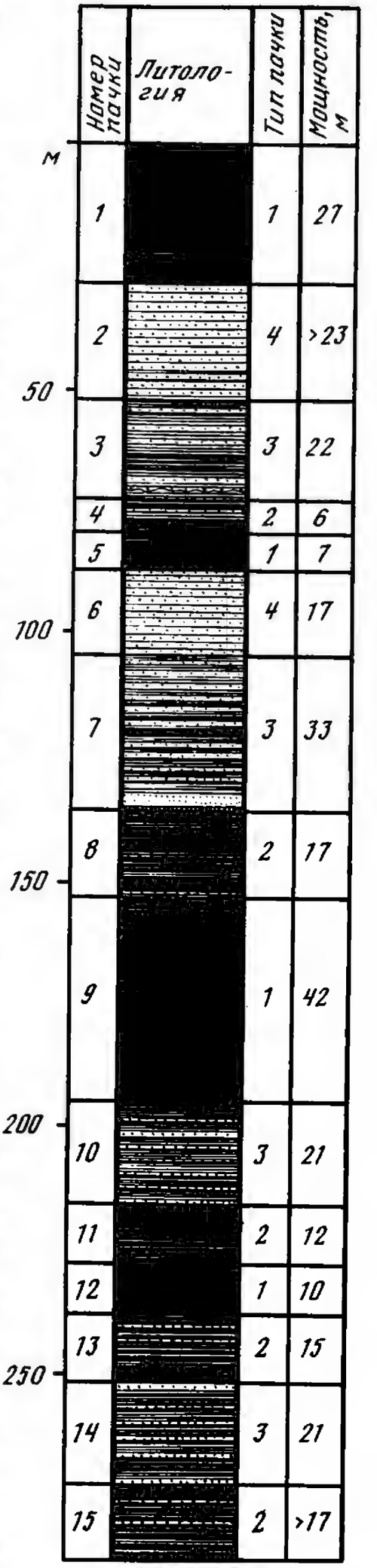


Рис. 2. Фрагменты непрерывного геологического разреза западного побережья п-ова Ямал в районе полярной станции Марре-Сале

1 — пачки марресальской свиты и их номера; *2* — слоистость; *3* — разрывные нарушения; *4* — отдельные крупные песчаные прослои; *5* — места отбора проб; *6* — казанцевско-ермаковские аллювиально-морские (дельтовые) отложения марресальской свиты; *7* — сартанские ледниковые отложения; *8* — верхнесартанские-нижнеголоценовые озерно-аллювиальные отложения с повторножильными льдами

Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез марресальской свиты в районе полярной станции Марре-Сале
1—4 типы пачек, описание которых приводится в тексте



ния дельтовых отложений. Отложения пачек 1 и 2-го типа—алеврито-глинистых и преобладающего алевритового состава, накапливались, по-видимому, в подводно-дельтовом (авандельтовом) фациальном поясе, в его наиболее удаленной от берега застойной фациальной зоне (Бабадаглы, Джумагулов, 1982), характеризующейся спокойной, очень слабой динамикой водной среды и преимущественным осаждением тонкозернистого материала. Наористуюпринадлежность этих отложений указывают их засоленность (содержание легкорастворимых солей иногда доходит до 1,8% при среднем содержании—0,6%), а также отмеченные именно в этих пачках редкие находки морских моллюсков и фораминифер.

Отложения пачек 3 и 4-го типа формировались, очевидно, в условиях прибрежного мелководья и в надводно-дельтовом поясе и представлены в основном ваттовыми (лайдовыми), а также субаэральными фациями. Для них наиболее характерно наличие разнообразной и разнопорядковой ритмичной слоистости. Она обусловлена частой сменой песчаных,алевритовых и глинистых слойков, мощность которых меняется от нескольких миллиметров и их долей до нескольких десятков сантиметров. По характеру переслаивания выделяются: прямая градационная слоистость, обратная и слоистость типа "зебры". Часто ритмичность обусловлена неравномерным содержанием тонкого намывного растительного детрита. Мелкие элементарные микроритмы группируются в более крупные ритмы мощностью до 1 м и более.

Иногда в пачках 3 и 4-го типа отмечаются самостоятельные песчаные тела мощностью до 5—6 м, прослеженные по простиранию до 100—150 м, сложенные более крупным материалом—слабо или совсем неслоистым, изредка косослоистым мелкозернистым песком. Эти тела, возможно, являются отложениями устьевых баров и русловыми фациями проток.

Для этих пачек характерны также резкие фациальные замещения, небольшие внутренние несогласия и эрозионные врезы. Изредка отмечаются характерные для ваттов желоба стока, выполненные мелко- и среднезернистым неслоистым песком, и захороненные горизонты инволюций, указывающие на субаэральный характер накопления алеврито-песчаных пачек.

В целом для отложений марресальской свиты характерны следующие специфические особенности:

1. Полное отсутствие грубообломочного материала и резкое преобладание в осадках алевритовой фации. На треугольной диаграмме гранулометрического состава большинство из 500 проб попадает в 5-й (59%) и 2-й (15%) классы. При сравнении с треугольной диаграммой гранулометрического состава, составленной по 600 пробам со дна Карского моря, заметно, что морские отложения характеризуются более глинистым составом и большинство проб попадает в 3-й (25%) и 6-й (49%) классы. На долю 5-го класса приходится 14%, а 2-го — всего 1%.

2. Обильное содержание, особенно в алеврито-песчаных разностях, тонкого растительного детрита (достигающего иногда 20—30% объема породы).

3. Весьма повышенное содержание слюды, которое, по Ф.П. Шепарду, является одним из наиболее характерных признаков дельтовых отложений (Shepard, 1964).

4. Пониженная засоленность осадков при довольно больших колебаниях ее значений (от 0,1 до 1,8%, в среднем 0,4—0,6%), что указывает на опреснение за счет речного стока.

5. Почти полное отсутствие морской фауны. Раковины умеренно тепловодных морских моллюсков (Natica clausa Brod. et Sow., Neptunea borealis Phill., Cyprina islandica L. и др.) были обнаружены только в сизых слюдистых глинах между заливом Мутным и устьем р. Юрибей (Гуртовая, Троицкий, 1968). Нами был обнаружен единственный неопределимый экземпляр в районе устья р. Харда-яха.

6. Крайняя бедность видового и количественного содержания фораминифер. По заключениям В.И.Гудиной, Л.К.Левчук, Г.Н.Недешевой, В.Я.Слободина, О.Г.Окуневой, В.И.Михайлова, анализировавших большое количество (более 400) образцов, взятых из отложений марресальской свиты, фораминиферы обнаружены лишь в редких образцах, главным образом в алеврито-глинистых пачках 1 и 2-го типа. При этом обычно в 100-грамовой навеске встречаются 1-2 вида, представленные 1-2 экземплярами, изредка более. Встречаются в основном бентосные известковистые фораминиферы эльфидиевой группы, характерные для опресненной зоны сублиторали: Protelphidium ordiculare (Brady), P.parvum Gudina, Cribroelphidium frigidum (Cushman), C.goesi (Stschedrina), Elphidella arctica (Parker et Jones), Elphidium clavatum Cushman и др.

7. Преимущественно пресноводный, богатый по видовому разнообразию (99 видов) комплекс четвертичных диатомей, среди которых доминируют представители родов Eunotia (22), Pinnularia (7), Eragilaria (8), Navicula (15). Реже встречаются такие солоноватоводные, как Cyclotella striata (Ktz.) Grun.var. ambiqua Grun., и Nitzshia navicularis(Breb) Grun., которые, по мнению Е.М.Вишневской, являются руководящими для казанцевских отложений северо-восточной части Тазовского полуострова. При этом, по заключению М.А.Саксон и О.С.Шуровой, последние обычно встречаются в алеврито-глинистых пачках 1 и 2-го типа и указывают на небольшую глубину водоема. Алеврито-песчаные пачки 3 и 4-го типа характеризуются общим обеднением состава и преобладанием пресноводных диатомей, указывающих на процесс зарастания и заболачивания водоема. Помимо этого, отмечаются и переотложенные формы: палеогеновые морские виды — Melosira ornata Grun., Coscinodiscus Payeri Grun. и др.; в незначительных количествах — неогеновый пресноводный вид Melosira praegranulata Jouse f. praegranulata; количественно богатые формы широкого возрастного диапазона, существующие с позднего мела до настоящего времени, — разновидности морского эвригалинного вида Paralia sulcata (Ehr.) Küts и морского неритического вида Stephanopyxis turris (Grev. et Arn.) Ralfs.

8. Большое количество переотложенных форм в спорово-пыльцевых и палеокарпологических комплексах. Значительное переотложение их также является, вероятно, результатом перемыва более древних отложений и дальнейшего транзита и привноса в область седиментации речными водами.

9. Большая мощность свиты. Она объясняется проградационным осадконакоплением, т.е. латеральным наращиванием осадков, характерным для дельт. При таком осадкообразовании отложения накапливаются в виде косой серии клиноформных тел, наращивающих толщу по латерали и имеющих кровельное и подошвенное прилегание (Berg,1982).

Общая мощность свиты подсчитывалась путем суммирования мощностей отдельных пачек (клиноформных тел?), измеренных перпендикулярно плоскостям напластования (см. рис. 2, 3). Эта общая наращенная мощность свиты, составляющая в районе Марре-Сале более 300 м, является, естественно, завышенной по сравнению с истинной мощностью всей толщи, которую можно определить лишь только бурением или сейсмоакустикой. По предварительным данным, истинная мощность оценивается величиной не менее 150—200 м.

10. Большая скорость осадконакопления. Марресальская свита накапливалась в казанцевское и раннеермаковское время, т.е. осадконакопление продолжалось не более 50—100 тыс.лет. А время накопления незначительного фрагмента свиты, описанного только в пределах района полярной станции Марре-Сале, при предполагаемой мощности 150—200 м и того меньше. Таким образом, скорость седиментации является очень большой (гораздо более 1000Б),характерной для лавинной седиментации на первом глобальном уровне устья рек (Лисицын, 1983).

Все сказанное выше позволяет сделать вывод о том, что отложения марресальской свиты накапливались в мелководном опресненном бассейне при повышенном цикличном привносе терригенного материала, на первом глобальном уровне лавинной седиментации, вероятнее всего, в дельте древней пра-Оби, когда она впадала в Карское море в районе Байдарацкой губы и к северу от нее. На Ямал как на обширную дельту Оби в свое время указывали американские исследователи Г.Л.Джонсон и Д.Б.Миллиган, проводившие геоморфологические наблюдения в юго-западной части акватории Карского моря (Johnson, Milligan, 1967).

К сожалению, модели дельтового осадконакопления разработаны в основном на примере хорошо изученных дельт южных рек — Миссисипи, Амазонки, Брахмапутры, Меконга и др. (Бруссард, 1979).Дельтовое осадконакопление в условиях эпиконтинентального Арктического шельфа имеет свою специфику и изучено крайне слабо. При малых глубинах моря, небольших уклонах дна, когда площадь бóльшую часть времени года покрыта льдом, процессы дельтового проградационного осадконакопления протекают более пассивно по сравнению с южными дельтами, формировавшимися в условиях постоянного актива речных потоков, впадающих непосредственно в океан. Так, нами не обнаружено таких характерных для южных дельт явлений, как наличие многочисленных подводных оползней (Lindsay et al., 1984) и конседиментационных диапировых структур (Morgan et al., 1968). С другой стороны, длительное существование обширного ледового припая в зоне авандюны ограничивало параметры и время активной деятельности волнения, снижая уровень деструктивных процессов, а также интенсивность вдоль-берегового перемещения наносов, и могло способствовать тем самым активному выдвижению дельты. Соответственно на данном этапе изученности предположение о дельтовом генезисе марресальской свиты имеет предварительный характер рабочей гипотезы.

Относительно возраста марресальской свиты также нет единого мнения, и различными исследователями он трактуется по-разному: от палеогена — неогена до позднеледниковья. На основании довольно многочисленных палеоэкологических данных, а также учитывая, что марресальская свита в скважине КТС-8 залегает на нижне-среднеплейстоценовых отложениях (Дубиков и др., 1986), а повсеместно перекрывается датированными по ^{14}C каргинскими отложениями (Гатауллин, 1986), время образования марресальской свиты мы считаем казанцевско-раннеермаковским.

Представляется, что в казанцевское время начиналась регрессия Ямальского морского бассейна, что вызывало усиление эрозионной деятельности на прилегающей с юга суше и активизацию сноса с нее терригенного материала. Исследуемая территория представляла собой в это время дельтовую область пра-Оби, мигрировавшую вслед за отступающим морем. Из-за отсутствия площадных данных, которые бы позволили реконструировать морфологию самой дельты и ее фациальных зон, удается проследить лишь вертикальную седиментационную зональность отложений, которая отражает последовательную смену фациальных обстановок дельты.

В середине казанцевского времени дельта пра-Оби располагалась, по-видимому, в районе современной Байдарацкой губы. Климат этого времени здесь был более теплый, чем сейчас, но оставался все-таки довольно прохладным (северное положение района). На это указывают лесотундровые (?) спорово-пыльцевые спектры (заключение В.Я.Стелле), точная интерпретация которых затруднена. С одной стороны, в пыльцевом составе палинофлоры доминируют древесные породы (в основном сосна); присутствуют также пыльца ели, пихты, лиственницы и даже пыльцевые зерна широколиственных пород, что указывает на довольно теплые климатические условия. С другой стороны, разнообразный и богатый состав травянистых растений, в том числе перигляциальных (эфедры, полыней и др.), свидетельствует о широком распространении в это время травяно-кустарниковых ассоциаций и относительно слабом развитии леса. Среди карпологических остатков (заключение А.Я.Церини) довольно многочисленны орешки болотного кустарничка Betula nana L., типичного растения тундровой зоны. По-видимому, большинство пыльцы деревьев было принесено издалека, с юга, водами древней Оби и захоронено в районе дельтовых выносов. Достаточно прохладными были и воды казанцевского моря. Так, среди многочисленных фораминифер, обитавших в мелководной, приустьевой части этого моря, преобладают бореальные и арктобореальные виды (Левчук, 1984). Встречаются здесь и единичные умеренно тепловодные морские моллюски. О значительном опреснении вод приустьевого взморья свидетельствует пресноводный комплекс диатомей.

В конце казанцевского — начале раннеермаковского времени дельта пра-Оби постепенно смещается все далее на север, в район пос. Харасавэй. Климат в это время становится более холодным. В составе спорово-пыльцевых комплексов увеличивается содержание пыльцы березы, возрастает роль перигляциальных элементов. Ухудшаются и условия обитания морской микрофауны. Среди немногочисленных уже форминифер преобладают бореально-арктические и арктические виды.

На самый север Западного Ямала дельта пра-Оби проградировала, по-видимому, уже в ермаковское время. Наблюдаемые здесь в отложениях марресальской свиты инволюции-криотурбации деятельного слоя указывают на значительное похолодание климата этого времени.

Таким образом, марресальская свита Западного Ямала образовалась при проградации обширной, длительно существовавшей дельты пра-Оби, которая в казанцевско-ермаковское время интенсивно мигрировала и смещалась от Байдарацкой губы к северу на фоне регрессии морского бассейна.

ABSTRACT

The structure, composition, areal extent and various characteristics of Western Yamal Marre-Sale formation are analysed. Thick, rythmically built, sand-silt-clay section is the most ancient of the Quaternary deposits outcropped on the western coast of the Yamal Peninsula. A conclusion is drawn that Marre-Sale formation was generated during progradation of Pra-Ob wast delta

intensively migrated and shifted from Bajdaratzkaja Guba northwards during the regression of the Kasantsevian Sea.

ЛИТЕРАТУРА

Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д. Современные представления об условиях образования и фациальной зональности дельтовых отложений. М.: ВИЭМС, 1982. 46 с.

Бруссард М. Дельты — модели для изучения. М.: Недра, 1979. 324 с.

Гатауллин В.Н. Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений западного побережья полуострова Ямал // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследований. Сб. науч. трудов. Рига.: ВНИИморгео, 1986. С. 12—20.

Гуртовая Е.Е., Троицкий С.Л. К палинологической характеристике сангомонских отложений Западного Ямала // Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М.: Наука, 1968. С. 131—140.

Данилов И.Д. О природе дислокаций в плейстоценовых отложениях Севера // Литология и полез. ископаемые. 1980. №5. С. 114—123

Дубиков Г.И., Баду Ю.Б., Иванова Н.В. Состав и строение криогенной толщи на Западном Ямале // Лабораторные и полевые исследования мерзлых грунтов и льдов. М.: Стройиздат, 1986. С. 27—35.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Ледниковые образования в районе поселка Марре-Сале на полуострове Ямал // Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Сер. 1982. Т. 319. С. 77—84.

Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам // Новосибирск: Наука, 1984. 128 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 583).

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах. Общие закономерности, глобальные уровни и пояса // Литология и полез. ископаемые. 1983. №5. С. 3—87.

Berg O.R. Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences: their application to exploration for the subtle trap // AAPG Bulletin. 1982. Vol. 66, N9. P. 1271—1288.

Johnson G.L., Milligan D.B. Some geomorphological observation in the Kara Sea // Deep-Sea Res. 1967. Vol. 14, N1. P. 19—28.

Lindsay J.F., Prior D.B., Coleman J.M. Distributary-mouth bar development and role of submarine landslides in delta growth, South Pass, Missisipi delta // AAPG Bulletin. 1984. Vol. 68, N11. P. 1732—1743.

Morgan J.P., Coleman J.M., Gagliano S.M. Mudlumps: diapiric structures im Missisipi delta sediments // Diapirism and Diapirs: AAPG mem. Wasch., 1968. P. 145—161.

Shepard F.P. Criteria in modern sediments useful in recognising ancient sedimentary environments // Deltaic and shallow marine deposits. 1964. P. 1—25.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК. 551.33:551.8(282.251.1–17)

С.В. ГОНЧАРОВ

ПОСЛЕДНИЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА ДОЛИНЫ ЕНИСЕЯ

Вопрос о существовании позднеплейстоценовых ледниково-подпрудных озерных бассейнов был поднят И.А. Волковым и В.С. Волковой. Ими выделены крупные озерные террасы, изучен разрез и обоснован возраст (Волков, Волкова, 1968, 1975; Волков и др, 1973). В 1978 г. И.А. Волковым, М.Г. Гросвальдом, С.Л. Троицким была предложена единая, увязанная во времени схема приледникового стока вод ледниково-подпрудных озер юга Сибири, который существовал в сартанское время. Ими же было установлено, что весь сток из сибирских приледниковых озер осуществлялся в Арало-Каспийский бассейн через Тургайскую ложбину, возраст осадков которой был определен как сартанский (Астахов, Гросвальд, 1978). Работами С.А. Архипова, И.А. Волкова (Палеогеография..., 1980) было установлено, что Мансийское ледниково-подпрудное озеро в долине р. Обь оставило террасы с абсолютными высотами поверхности 110—120 м, которые севернее Сибирских Увалов не обнаружены ни в низовьях бассейна Оби, ни в низовьях бассейна Енисея.

Следовательно, можно утверждать, что озера, которые дренировались через Тургайскую ложбину, имевшую порог стока 115—125 м абсолютной высоты (Волков, Архипов, 1978; Астахов, Гросвальд, 1978), образовали террасовые уровни с близкими отметками тылового шва (около 120 м) и не проникали севернее названных выше Сибирских Увалов.

В.И. Астахов (1986) на основании изучения разрезов у г. Мегион (долина р. Оби) и в низовьях р. Енисей поставил под сомнение существование ледниково-подпрудных бассейнов на юге Западной Сибири в тех размерах, которые предполагали И.А. Волков и ранее он сам. Теперь он считает, что для поздневалдайского (сартанского) интервала имеющиеся геологические данные позволяют реконструировать лёссовую степь с множеством термокарстовых озер, а последние крупные водоемы Западной Сибири, которые все же не заливали междуречных пространств, автор предлагает считать ранневалдайскими (ермаковскими).

Дешифрирование аэроснимков по долине р. Енисей и его крупных притоков (рек Сым, Каменный и Большой Дубчес, Кас) позволило выявить четко выраженные в рельефе окружающих водоразделов уступы, подошвы которых являются тыловыми швами террас и имеют абсолютные высоты, близкие к 80, 120 м. Терраса с тыловым швом около 120 м примыкает на широте 62° к комплексу ледникового рельефа и прослеживается по долине р. Енисей до г. Лесосибирска, ингрессивно проникая в долины рек Дубчес, Сым, а по долинам Кас и Кеть соединяется с аналогичной террасой в долине р. Обь. Высота тылового шва этой террасы маркирует положение Енисейского ледниково-подпрудного озера в долине р.Енисей

и Мансийского в долине р. Обь (Волков, Волкова, 1975). Уровень стояния этих озер был предопределен абсолютными высотами дна Тургайской ложбины, которые близки к 125 м. Терраса с тыловым швом 80 м является "транзитной". Она прорезает краевые образования у д. Лебедь и, по данным Х.А. Арсланова, А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (1983), примыкает к Полуйско-Казымской системе холмисто-моренного и параллельно-грядового рельефа. На юге территории терраса прослеживается по долинам крупных рек наряду с более высокой террасой.

Отложения террасы высотой 120 м представлены преимущественно песками, залегающими на алевритистых осадках с обильным содержанием органического материала. Возраст этого материала установлен во многих разрезах по радиоуглероду. Изучая разрезы 120-метровой террасы вдоль р. Енисей, С.А. Архипов (1966) сделал заключение, что слагающие ее отложения накапливались в условиях постоянного паводка и русловые фации в них отсутствуют. Наши наблюдения этот вывод подтверждают: во всех изученных разрезах отсутствуют галечниковые образования, за исключением базальных горизонтов в тех случаях, где осадки террасы ложатся на верхнемеловые или ледниковые отложения.

Наиболее представительный разрез этой террасы изучен в обнажении Белый Яр на левом берегу р. Сым (левый приток р. Енисей), недалеко от устья. Здесь сверху вниз выходят:

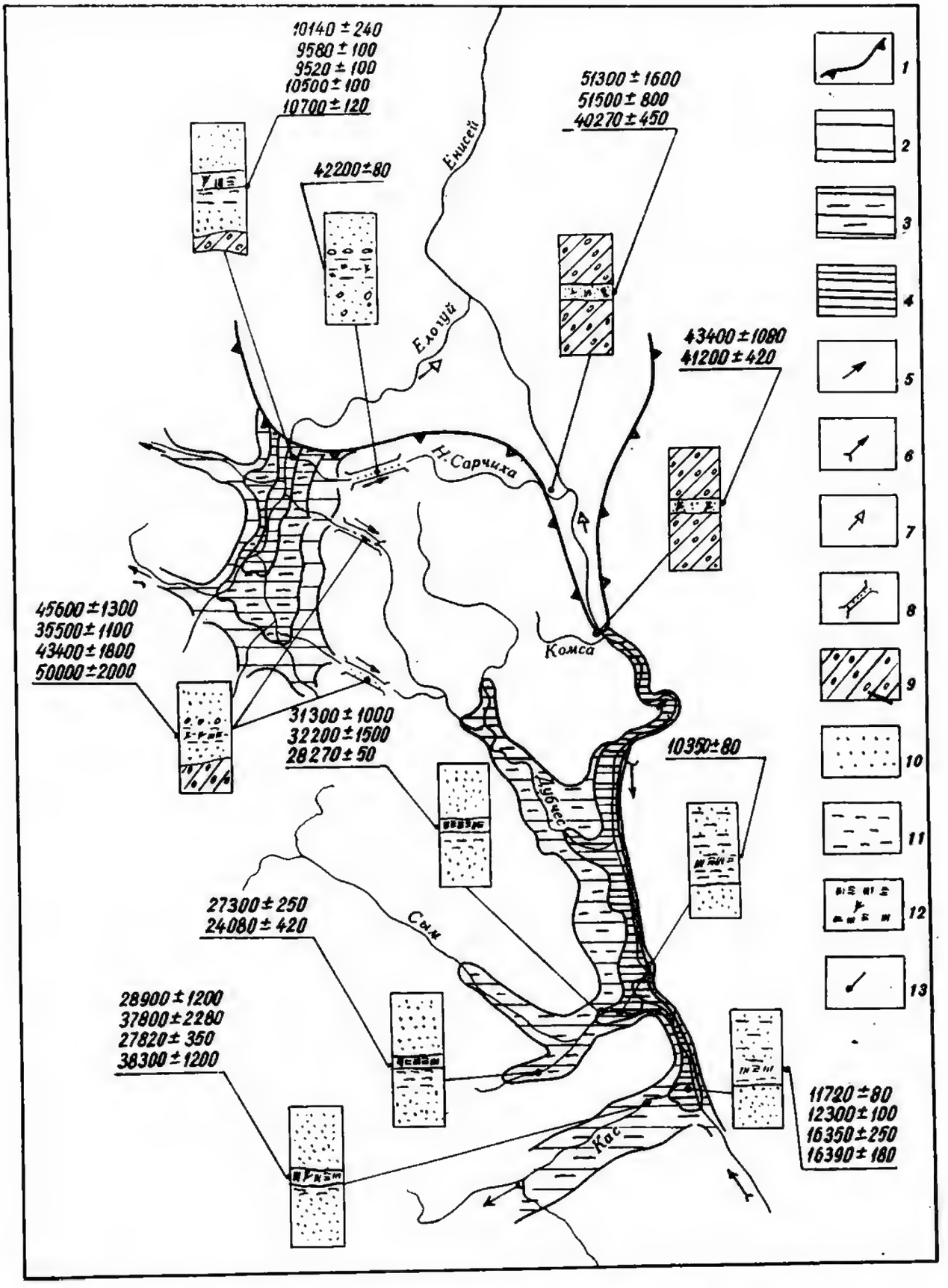
	Мощность, м
1. Песок светло-желтый, мелкозернистый, промытый, слабоожелезненный. Контакт карманообразный, четкий.	4,0
2. Песок светло-серый, тонко- и мелкозернистый, горизонтально-слоистый, слоистость нечеткая, ленточного типа, в нижней части слоя имеются следы криогенных деформаций	14,0
3. Алеврит светло-серый, слабоопесчаненный, горизонтально-слоистый, гумусированный, слоистость тонкая, скрытая	8,0
4. Линзы и блоки торфа с прослоями песка, торф хорошо разложившийся. Контакт резкий, ожелезненный, карманообразный	3,0
5. Песок серый, среднезернистый, промытый, горизонтально-слоистый, слоистость ленточная	9,0

Из слоя 4 по торфу получена дата по ^{14}C 32 200 ± 1500 лет (ГИН-3681). Из этого же слоя ранее была получена дата 28 290 ± 150 лет (ЛГ-71) (Зубаков, 1972).

Спорово-пыльцевой спектр верхней части разреза слоев 1 и 2 показывает, что эти отложения накапливались в неблагоприятных для растительности холодных (перигляциальных) условиях, связанных, вероятно, с ледниковой эпохой позднего плейстоцена (заключение Г.Я. Зайцевой). В районе г. Енисейска эти отложения охарактеризованы датами: 46 600 ± 1500 (ГИН-309), 21 350 ± 650 (ГИН-310) и 24 100 ± 300 лет (ГИН-308) (Горшков, 1986).

Из аналогичных разрезов в долинах рек Кас, Кольчум, Сым, Енисей получены радиоуглеродные датировки (рисунок), которые позволяют определить возраст алевритов и торфов как каргинский, а верхнюю толщу песков отнести к сартанскому времени. Возраст этой толщи хорошо согласуется с результатами датирования аналогичных отложений в обской части Западной Сибири (Палеогеография..., 1980).

В большей части изученных отложений, слагающих разрез террасы с уровнем тылового шва 80 м, преобладают тонко- и мелкозернистые пески с горизонтальными прослоями супесей и алевритов. Характерной чертой отложений этого уровня является присутствие в них органического материала, что позволяет применить для их датирования радиоуглеродный метод. В долине р. Кас отложения террасы этого уровня изучены в нескольких разрезах. Здесь они представлены 7—8-метровой толщей тонкозернистых серых горизонтально-слоистых ленточных песков с линзами торфа, содержащего обломки древесины. Спорово-пыльцевой спектр этих отложений свидетельствует об их образовании в холодных межстадиальных условиях (заключение Г.Я. Зайцевой). Из торфа и древесины этих разрезов получены радиоуглеродные датировки: по торфу — 10140 ± 240



Палеогеографическая схема сартанского времени бассейна Среднего Енисея

1 — положение края ледника; уровни ледниково-подпрудных озер: *2* — 160 м, *3* — 120 м, *4* — 80 м; направление стока из озер при уровнях: *5* — 160 м, *6* — 120 м, *7* — 80 м; *8* — ложбины стока вод Елогуйского озера при уровне 160 м; *9* — валунные суглинки; *10* — пески; *11* — алевриты; *12* — торфа, обломки древесины; *13* — места отбора проб на ^{14}C

(ГИН-3335), 11720 ± 80 (ГИН—3350), 16 350 ± 250 лет (ГИН-3352); из древесины — 16 390 ± 180 (КИ-1994), 12 300 ± 100 лет (ГИН-3351).

В долине р. Сым аналогичные отложения были продатированы по древесине, обнаруженной в прослое алевритов, входящих в состав разреза 80-метровой террасы: получена дата 10 350 ± 80 лет (ГИН-3385) (см. рисунок).

В долине р. Обь аналогичная терраса имеет также широкое развитие. Отложения, слагающие ее, датированы по радиоуглероду: 12 310 ± 65 (СОАН-1183), 12 830 ± 75 (СОАН-1202), 13 480 ± 110 лет (СОАН-1206) (Палеогеография..., 1980).

Выдержанность по простиранию на больших расстояниях абсолютных высот тыловых швов этих террас, характер слагающих их осадков, условия их накопления позволяют сделать вывод, что эти две террасы как в долине р. Енисей, так и в долине р. Обь имеют ледниково-подпрудную природу. Слагающие их осадки формировались в ледниково-подпрудных озерах бассейна эпохи сартанского оледенения.

Интересным объектом, выявленным по материалам дешифрирования аэрокосмоснимков, является долина среднего и верхнего течения р. Елогуй. Здесь выделены высокие террасы, не несущие на себе следов ледниковой обработки. Они окружены высокими водоразделами Сибирских Увалов и на севере опираются на краевые образования. При проведении полевых работ и просмотре среднемасштабных аэрофотоснимков в этом районе выделены три террасы с тыловыми швами 80, 120 и 160 м (см. рисунок). Самый высокий уровень (160м) соответствует положению в рельефе верховьев рек Елогуй, Келлог и притоков р. Дубчес. 80—120-метровый уровень соответствует высоте тыловых швов террас долины р. Енисей.

Терраса с тыловым швом около 160 м является абразионным образованием. Она отчетливо выражена в рельефе окружающих водоразделов. Слагающие ее осадки представлены среднезернистыми песками незначительной мощности. Наиболее мощные толщи осадков, связанных с этой террасой, были изучены в ложбинах стока, прорезающих Сибирские Увалы, по которым осуществлялся сброс воды из Елогуйского озера в Енисейское (см. рисунок).Так, на р. Нижняя Сарчиха обнажаются сверху вниз:

	Мощность, м
1. Песок светло-коричневый, тонкозернистый, с четкой линзовидной горизонтальной слоистостью, с прослоями суглинков до 1 см. Контакт резкий, неровный.	0,75
2. Гравийно-галечниковый слой с разнозернистым песчаным заполнителем. Встречаются валуны, следы ожелезнения	3,85
3. Песок серовато-желтый, мелко- и среднезернистый, с линзами и прослоями суглинка, встречаются отдельные гальки и линзы крупнозернистого песка	1,3
4. Гравийно-галечниковая толща с крупнозернистым песчаным заполнителем, содержащая редкие обломки древесины	0,35
5. Алеврит с прослоями мелкозернистого песка, содержащий большое количество органического материала (листья, ветки, стебли). Видимая мощность	1,5

Из слоя 5 получена дата по ^{14}C 42 200 ± 800 лет (ГИН-3348), которая указывает, что лежащая выше гравийно-песчаная толща сформировалась в послекаргинское время.

Следует отметить, что в спорово-пыльцевом спектре слоев 1—4 встречаются только единичные зерна пыльцы берез и хвойных пород, а также переотложенные формы третичной флоры, что указывает на развитие ложбины в перигляциальных условиях, при этом переотложение подтверждает их водно-ледниковый генезис. В слое 5 обнаружен обильный спектр древесных пород, в нем пыльца пихты составляет 20—36%. Наличие других древесных форм позволяет заключить, что толща алевритов откладывалась в условиях более "теплых", чем лежащие выше слои (заключение Г.Я. Зайцевой). Осадки этих ложбин стока также были продатированы в долинах рек Каменный Дубчес и Большой Дубчес; здесь из подстилающих отложений были получены радиоуглеродные датировки: 35 500 ± 1100

(ГИН-4674), 43 400 ± 1800 (ГИН-4675), 50 000 ± 2000 (ГИН-4686), 45 600 ± 1300 лет (ГИН-469).

Отложения террасы с тыловым швом 120 м в пределах Елогуйской депрессии развиты также слабо и имеют небольшую мощность. Это объясняется тем, что она здесь на периферии палеоозера представлена незначительными горизонтальными площадками, которые, скорее, являются абразионными образованиями, нежели аккумулятивными. В долинах рек Танксес и Тына осадки этой террасы представлены мелко- и среднезернистыми песками с гравийно-галечниковым материалом мощностью до 1,5—2,0 м, залегающими по резкому контакту на валунных суглинках. Материала, пригодного для радиоуглеродного датирования, в них обнаружено не было, и по возрасту их следует коррелировать с отложениями аналогичной террасы в долине р. Енисей (Гончаров, 1986).

В Елогуйской депрессии наиболее детально изучены отложения террасы высотой 80 м. Как оказалось, именно они несут наиболее полный объем информации о самом озере.

Абсолютный возраст отложений этой террасы установлен в разрезе по р. Большая Сиговая. Здесь в береговом обрыве сверху вниз залегают:

	Мощность, м
1. Суглинок серовато-бурый, безвалунный, с массивной текстурой	3,5
2. Переслаивание бурых мелкозернистых песков и алевритов, горизонтально-слоистых. Слоистость крупная, ленточного типа	1,5
3. Песок серый, горизонтально-слоистый, мелко- и среднезернистый, содержит прослои алеврита с торфом и древесиной	1,5
4. Галечниково-гравийный горизонт с песчаным заполнителем, залегающий на валунном суглинке	0,05

Из слоя 3 получены две даты по ^{14}C: торф — 105 00 ± 1000 лет (ГИН-3334/А), древесина — 10 700 ± 120 лет (ГИН-3334/Б). Из отложений этой же террасы получены две радиоуглеродные датировки: по торфу 9580 ± 100 лет (ГИН-2867/А) и по древесине 10 400 ± 100 лет.

Изложенный фактический материал достаточно убедительно указывает на существование в сартанское время в долине р. Енисей ледниково-подпрудного озера, которое оставило свои следы в виде террас с тыловыми швами 120 и 80 м абсолютной высоты. Елогуйское ледниково-подпрудное озеро оставило террасы с тыловыми швами 160, 120 и 80 м.

Высокие террасы (160 и 120м) опираются на севере на грядовый рельеф, который с севера оконтуривает восточную часть Сибирских Увалов и имеет все признаки конечно-моренных валов. Эти валы Ю.Б. Файнер и В.В. Комаров (1988) считают комплексом конечно-моренных образований ермаковского оледенения. Он прослеживается по правому берегу р. Енисей вдоль подошвы склона Восточно-Сибирского плоскогорья, пересекает долину р. Енисей у дер. Лебедь, далее примыкает к северным склонам Сибирских Увалов и пересекает долину р. Елогуй в районе устья рек Кыксы и Бол. Сиговая.

Связь террас ледниково-подпрудных озер с ледниковым рельефом позволяет считать последний тоже сартанским. На такой же возраст этого рельефа указывают радиоуглеродные даты: 51 300 ± 1600 (ГИН-3346), 51 500 ± 150 (ГИН-3347), 40 270 ± 450 (КИ-1996), 43 400 ± 1080 (ГИН-3355), 41 200 ± 420 лет (КИ-1997) (Гончаров, 1986), полученные из отложений, подстилающих валунные суглинки конечно-моренных образований (см. рисунок).

ABSTRACT

The results of the researches shown the existence of glacier-dam lakes in the Sredny Yenisei valley. These lakes have left terraces with altitude 120, 80 m in the Yenisei valley and 160, 120, 80 m the Yeloguei valley. Radiocarbon datings of the terraces correspond to Wisconsin

stage. The relation between glacier-dam lakes and glacial boundary located in the Yenisei valley near latitude 62° has been shown.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири //Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 27—35.

Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых террас Енисея внеледниковой зоны Западной-Сибирской низменности //Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 50—70.

Астахов В.И. К проблеме плейстоценового Мансийского озера //История древних озер: Тез. докл VII Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.: ГО СССР, 1986. С. 157—158.

Астахов В.И., Гросвальд М.Г. Новые данные с возрасте осадков Тургайской ложбины //Докл. АН СССР. Сер. геол. 1978. Т. 342, №4. С. 891—894.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска: (оперативно-информационный материал). Новосибирск, 1978. 90 с.

Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности //Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1968. С. 227—242.

Волков И.А., Волкова В.С. Великая приледниковая система стока Сибири //История озер в плейстоцене: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л.: ГО СССР, 1975. Т. 2. С. 133—139.

Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е. О возрасте верхней толщи западной части Обь-Иртышского междуречья //Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 40—45.

Волков И.А., Гросвальд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. №4. С. 25—35.

Гончаров С.В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: положение и возраст //Докл. АН СССР. Сер. геол. 1986. Т. 290, №6. С. 1436—1439.

Горшков С.П. Проблема сопоставления плейстоценовых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири с событиями в ледниковой зоне //Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 95—101.

Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 311 с.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимуме последнего оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Файнер Ю.Б., Комаров В.В. Тазовское и ермаковское оледенения Приенисейской Сибири // Четвертичное оледенение Средней Сибири. М.: Наука, 1986, С. 29—35.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551. 791 (571. 56)

В.А. КАМАЛЕТДИНОВ, П.С. МИНЮК

СТРОЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ СРЕДНЕЙ ЛЕНЫ

Бестяхская терраса является весьма характерным элементом долины среднего течения р. Лены. Большинство исследователей относят ее формирование к среднему и позднему плейстоцену, но вопросы стратификации и генезиса слагающих террасу отложений остаются дискуссионными. Наибольшее признание в последние годы получила точка зрения о наличии в разрезе бестяхской террасы трех горизонтов, представленных: нижний — аллювиальными отложениями бестяхской свиты, средний — озеро-аллювиальными отложениями мавринской свиты и верхний — эоловыми отложениями (Алексеев, 1978; Камалетдинов, 1982; Колпаков, 1983; Решения..., 1983).

Нами проведено изучение террасы[1] на более чем 300-километровом отрезке долины р. Лены — от местности Ленские Столбы до устья р. Алдан (рис. 1). Здесь река протекает по двум геоморфологическим районам: Ботомо-Синскому и Приякутскому, различающимся как по характеру долины, так и по параметрам и составу отложений бестяхской террасы. Исследования позволили по-новому представить стратиграфические взаимосвязи и генезис некоторых горизонтов террасы, уточнить время и обстановки их формирования. В частности, в обоих районах прослежены отложения бестяхской и мавринской свит. Генезис последних определен как перигляциальный аллювий. В Ботомо-Синском районе впервые установлено развитие делювиально-пролювиальных отложений, которые выделены в огдокунскую свиту.Эоловые отложения верхнего горизонта террасы, распространенные преимущественно в Приякутском районе, рассматриваются в качестве дьолкуминской свиты. Образования голоцена подразделены на озерные, почвенные и эоловые.

ОСНОВНЫЕ РАЗРЕЗЫ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ

В Ботомо-Синском геоморфологическом районе долина р. Лены выработана в карбонатных породах кембрия и имеет ширину 30—40 км. Бестяхская терраса прослеживается вдоль ее правого борта на расстоянии 60 км от Ленских Столбов до устья р. Ботома. Она причленяется к высоким (от 80 до 105 м по их цоколям)

[1] Определения остатков фауны млекопитающих произведены П.А. Лазаревым (ИГ ЯНЦ СО АН СССР, г. Якутск), пресноводных моллюсков — С.М. Поповой (Лимнологический институт СО АН СССР, г. Иркутск), остракод — Э. Пиченюк (Институт природоведения, г. Берлин); палинологический анализ выполнен А.И. Томской (ИГ ЯНЦ АН СССР, г. Якутск), Н.В. Ермолаевой, И.Л. Мельниковой (ПГО "Якутскгеология", г. Якутск), палеомагнитный — П.С. Минюком (СВКНИИ ДВО АН СССР, г. Магадан), радиоуглеродный — Л.Д. Сулержицким (ГИН АН СССР, г. Москва) и В.В. Костюкевичем (Институт мерзлотоведения СО АН СССР, г. Якутск).

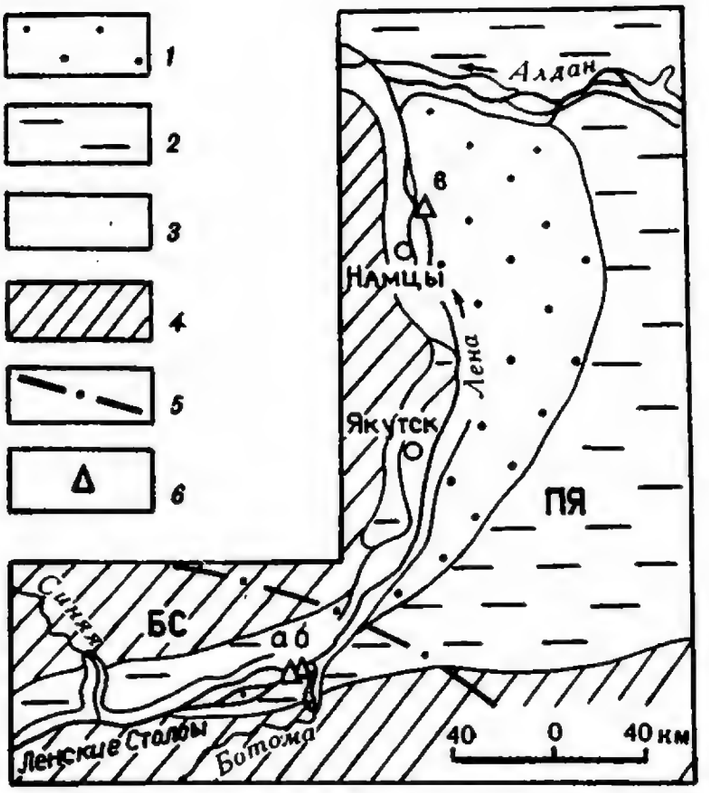


Рис. 1. Характер развития бестяхской террасы на Средней Лене

1 — бестяхская терраса; *2* — высокие погребенные террасы; *3* — низкие террасы; *4* — дочетвертичные отложения; *5* — граница Ботомо-Синского (БС) и Приякутского (ПЯ) геоморфологических районов; *6* — опорные обнажения бестяхской террасы (*а* — Диринг-Юряхское, *б* — Усть-Ботомское, *в* — Песчаная Гора)

террасам позднеплиоценового и эоплейстоценового возраста. Ее ширина колеблется от нескольких метров до 3 км, а высота бровки относительно русла р. Лены — от 20 до 73 м. Изменения высоты происходит постепенно без какой-либо смены литологии, что позволяет говорить о переработке поверхности террасы уже после ее формирования.

В данном районе в разрезе террасы выделяются отложения бестяхской, огдокунской и мавринской свит, которые наиболее детально изучены в Диринг-Юряхском и Усть-Ботомском обнажениях. Диринг-Юряхское обнажение расположено в 300 м ниже по течению р. Лены у устья одноименного ручья. Терраса имеет здесь максимальную высоту 73 м. Непосредственно от ее бровки сверху вниз вскрываются (рис. 2, разрез II):

Мощность, м

1. Почвенно-растительный слой 0,05
2. Пески серые, желтовато-серые, с параллельной и пологой косой слоистостью (чередование через 1—5 см слойков разной гранулометрии) 7,6
3. Пески желтовато-серые, параллельно- и волнисто-слоистые, прослоями через 3—20 см — серые, несколько глинистые и слюдистые. В 4 м ниже кровли редкие гальки кварца, кварцитов, окремненных пород и единичные обломки известняков 13,6
4. Супеси коричневато-серые, слоистые, с отдельными мелкими растительными остатками 0,7
5. Пески желто-серые, параллельно-слоистые, иногда обогащенные рудными минералами, редкими слойками — слабо глинистые 4,8
6. Пески серые до темно-серых, глинистые. Глинистость возрастает к подошве слоя, где пески переходят в супеси 1,5
7. Пески, аналогичные пескам слоя 5 6,9
8. Супеси коричневато-серые, слюдистые, с линзочками песков и отдельными обломками известняков 0,3
9. Пески, подобные пескам слоя 5. В 11 м от кровли параллельная слоистость сменяется пологой косой. У подошвы мелкие супесчано-суглинистые катыши и редкие слойки сизоватой супеси. В средней части остатки Alces alces L. 16,6
10. Суглинки темно-серые и коричневатые, с отдельными линзовидными прослоями песков 0,8
11. Чередование супесей серых, слюдистых, переходящих иногда в суглинки, и песков желто-серых. Количество песчаных прослоев убывает к подошве слоя 3,3
12. Суглинки темно-серые до черных, слюдистые, у подошвы с растительным детритом и линзовидными слойками песков 2,5
13. Пески желто-серые, параллельно- и косослоистые, часто ожелезненные. Близ кровли слойки супесей и прослой мощностью 0,2 м щебней плитчатых известняков, содержащих до 10% хорошо окатанных галек кварца окремненных и магматических пород. В основании слоя остатки Bison priscus Boj. 4,6

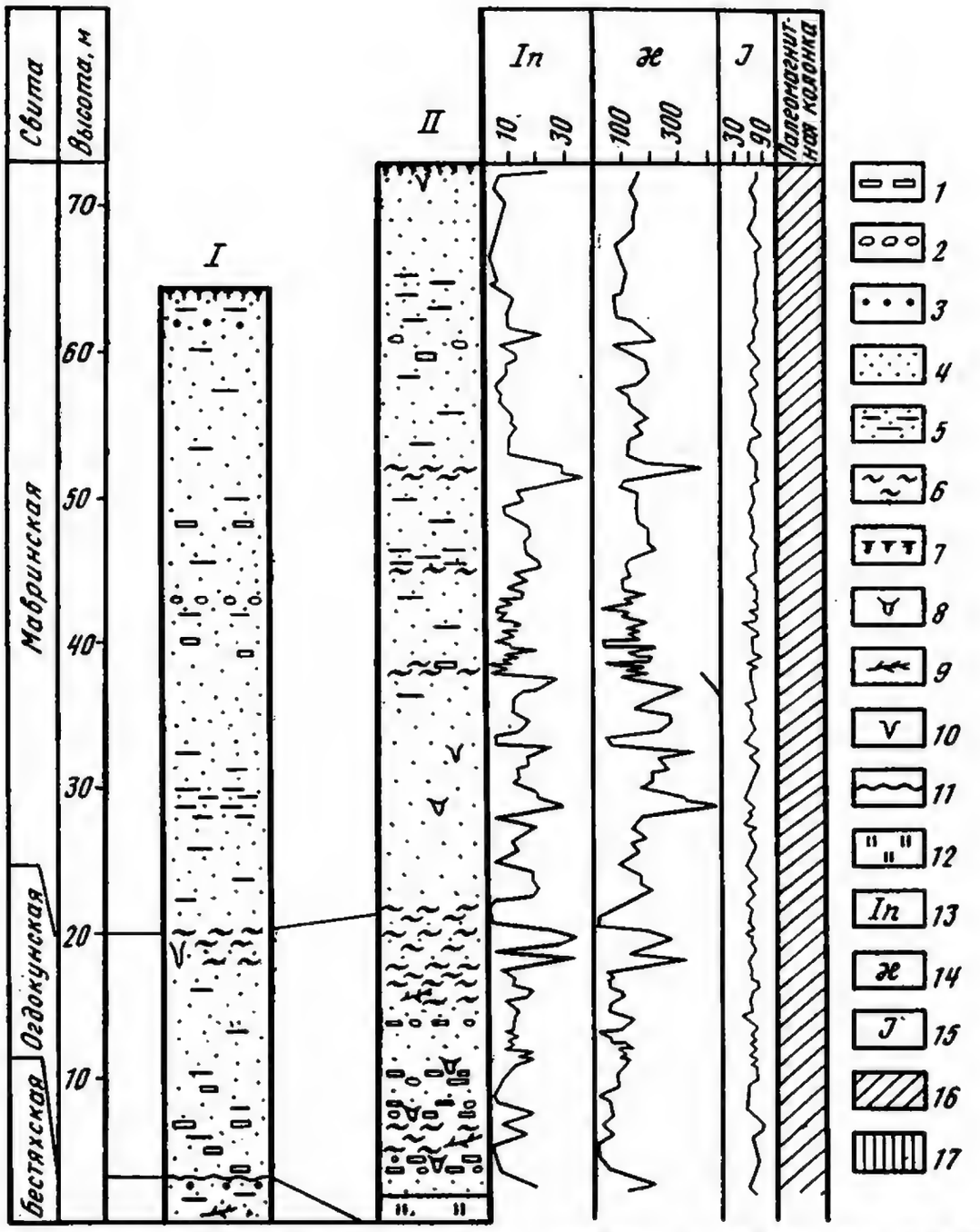


Рис. 2. Разрезы и палеомагнитная характеристика отложений бестяхской террасы в Усть-Ботомском (I) и Диринг-Юряхском (II) обнажениях

1 — щебни; *2* — гальки; *3* — гравий; *4* — пески; *5* — глинистые пески; *6* — супеси, суглинки; *7* — почвы; *8* — места находок остатков млекопитающих; *9* — растительные остатки; *10* — песчаные жилы; *11*—стратиграфические перерывы; *12*—закрытые участки обнажений; *13* — естественная остаточная намагниченность (10^6 ед. СГСМ); *14* — магнитная восприимчивость (10^6 ед. СГСМ); *15* — магнитное наклонение; *16* — зона нормальной полярности; *17* — зона аномальной полярности

14. Щебни, аналогичные таковым в слое 13, с линзовидным прослоем до 0,2 м песков в средней части 0,8
15. Пески, подобные пескам слоя 13, с прослоем супесей, содержащих отдельные обломки известняков 1,1
16. Щебни, идентичные описанным выше. Остатки Bison priscus Boj 1,4
17. Суглинки коричневато- и темно-серые, с прослоями и линзами песков глинистых. В подошве много растительных остатков, возраст которых более 48 000 лет (Экскурсия 052, 1984) 2,1
18. Щебни, аналогичные описанным выше, с линзовидными прослоями песков и супесей. В щебнях остатки Equus sp. 1,5
19. Пески желто-серые с прослоями до 10 см и катышами суглинков диаметром 2—3 см 1,4

В данном разрезе слои 2—9 суммарной мощностью 52 м представляют отложения мавринской свиты, а слои 10—19 (19,5 м) — огдокунской свиты. Ниже до уреза реки 2,2 м — осыпь и пляж.

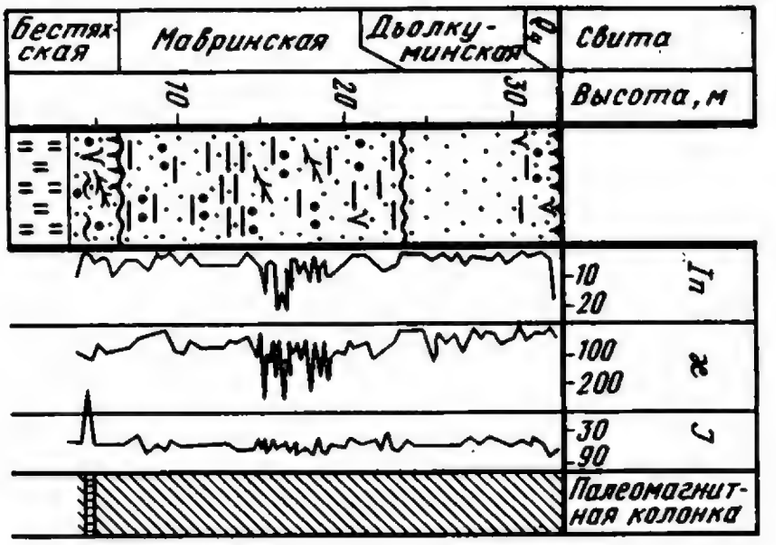


Рис. 3. Разрез и палеомагнитная характеристика отложений бестяхской террасы в обнажении Песчаная Гора
Условные обозначения см. на рис. 2

В 12 км ниже по течению р. Лены на западном фланге Усть-Ботомского обнажения высота бестяхской террасы составляет около 65 м (см. рис. 2, разрез I). Отложениями мавринской свиты, идентичными таковым в Диринг-Юряхском обнажении, и с остатками Rangifer tarandus L. сложены верхние 44,2 м разреза. Лежащие ниже породы до глубины 61,5 м относятся к огдокунской свите, но в отличие от Диринг-Юряхского разреза здесь значительно преобладают пески, а щебни содержатся преимущественно в базальной части. Они залегают на эродированных отложениях бестяхской свиты видимой мощностью 2,8 м, представленных песками светло-серыми и серыми параллельно-слоистыми, иногда с гравием, плавником и прослоями до 0,4 м песков коричневато-серых косослоистых.

В Приякутском геоморфологическом районе р. Лена врезалась в терригенные, преимущественно песчаные, отложения юры, мела, палеогена и неогена и ширина ее долины достигает 200—280 км. Бестяхская терраса (см. рис. 1) прослеживается в западной части долины вдоль правого берега реки. Она вложена в комплекс позднеплиоцен-раннеплейстоценовых террас, погребенных ныне под плащом позднеплейстоценовых покровных образований (Камалетдинов, 1982). Терраса характеризуется значительной шириной — от 20 до 70 км, а ее высота при общем понижении вниз по течению р. Лены изменяется от 50 до 15 м.

В разрезе террасы в Приякутском районе устнавливается четыре горизонта, представленные снизу вверх отложениями бестяхской, мавринской, дьолкуминской свит и голоцена. Наиболее полно они вскрыты в обнажении Песчаная Гора[1], изучению которого было уделено особое внимание. Оно расположено на правом берегу р. Лены в 15 км от пос. Намцы и имеет протяженность около 8 км. В верхнем по течению конце обнажения в подмываемом протокой обрыве высотой 33 м начиная от бровки террасы залегают (рис. 3):

Мощность, м

1. Пески желтовато-серые, пылеватые, со слойками почв и скоплениями растительного детрита в подошве слоя близкие к супесям..... 0,5—0,6
2. Пески желтовато-серые и буроватые, параллельно-, волнисто- и полого-косослоистые (чередование через 1—10 см слойков разной зернистости). Из слоя 1 на глубину 0,5 м проникает земляная жила 4,5
3. Пески желтовато-серые, косослоистые, по составу аналогичные пескам слоя 2. Падение слойков однонаправленное, юго-восточное, под углами, близкими к углу естественного откоса — 25—30° 5,0

[1] Данное обнажение упоминается в литературе как Шишкинский яр (Бискэ, 1964) и Дьолкума-Хаята (Иванов, 1984).

4. Чередование песков желтовато-серых, параллельно-слоистых, иногда с мелким гравием и песков темно-серых, слабоглинистых. Последние преобладают в подошве слоя 0,7
5. Пески желтовато-серые, с линзочками размером 1 × 50 см более грубых песков, обогащенных гравийными зернами. Слоистость параллельная, реже — волнистая, а в основании — полого наклонная. Она подчеркивается многочисленными слойками песков серых до темно-серых, в разной степени глинистых, часто слюдистых. По всему слою в песках содержатся корешки и стебли трав и кустарничков 16,2
6. Пески темно-бурые, гумусированные, с редкими мелкими остатками растений в основании. Они сохранились фрагментарно и, возможно, представляют собой остатки почвенного горизонта ..... до 0,2
7. Пески серые, с остатками плавника и редкими линзочками коричневатых супесей. Слоистость песков, обусловленная чередованием слойков разной гранулометрии, в наиболее грубозернистых у кровли — параллельная, ниже — косая, перекрестная. Пески рассекаются узкой (20 см) песчаной жилой, проникающей из слоя 6 3,6

Ниже до уреза реки — осыпь. В этом разрезе слой 1 относится к голоцену, слои 2 и 3 общей мощностью 9,5 м — к дьолкуминской, слои 4 и 5 (16,9 м) — к мавринской, а слои 6 и 7 видимой мощностью до 3,8 м — к бестяхской свитам.

На других участках обнажения Песчаная Гора в отложениях бестяхской свиты присутствуют галечники из мелких (1—2, редко до 10 см) галек кварца, кремнистых и магматических пород, песчаников и крошки каменного угля. Характер отложений мавринской свиты остается прежним. Существенно меняется мощность песков дьолкуминской свиты — в середине обнажения она возрастает до 20—22 м и мавринские пески перекрываются ими всего в 1,5—2 м выше русла р. Лены. Здесь, в 7—8 м над урезом реки, встречены отдельные колья слаборазложившегося торфа, возраст которых 14 450 ± 320 лет (ИМ-901). В отложениях дъокуминской свиты присутствуют почвенные слои, которые в большей нижней части разделяют косослоистые серии, а в верхней — залегают субгоризонтально по слоистости. В последнем случае формирование одного из них происходило 11 850 ± 150 л.н. (ГИН-2461). В песках свиты залегают также и линзовидные залежи льда. Их протяженность от 3—5 до 100 м и более при толщине от нескольких сантиметров до 3—4 м (Иванов, 1984). Они расположены как по слоистости, так и под ископаемыми почвами, причем наибольшее их количество сосредоточено в косослоистых песках свиты. Образование залежей льда связывается с инъекционными процессами при промерзании замкнутых таликов.

Максимальная мощность голоценовых отложений в обнажении Песчаная Гора достигает 3 м. Среди них, кроме эоловых, в разной степени пылеватых, песков (слой 1 приведенного разреза), которыми иногда сложены и дюны высотой до 5 м у бровки террасы, выделяются также почвенные и озерные образования. Наиболее хорошо выражена почва, залегающая на глубине до 2 м в слое мерзлотных инволюций мощностью 1—1,2 м и представленная сизой сильно гумусированной супесью. Ее возраст 7920 ± 60 лет (ГИН-2462). Озерные образования наблюдались в двух пунктах обнажения. В первом они по условиям залегания и литологическому составу (оторфованные супеси) напоминают аласные, а во втором — располагаются непосредственно под инволюцированной почвой и представляют собой продукт озерной переработки песков дьолкуминской свиты. Их мощность 0,4—0,6 м. В обоих местах они содержат обильную малакофауну: Lemnea (Peregriana) dipcunensis Gund. et Star., Anisus (Gurualus) acronicus Fer., Pisidium sp., и фауну остракод: Candona candida (Müll.), C.muelleri jakutica Pietrz., C.compressa (Koch), C.weltneri Hartwig, C.rawsoni Tessler, Cypridopsis vidua (Müll.), C.aculeata (Costa), C.newtoni Brady et Rob., C.sp., Limnocythere inopinata (Baird), Cypris pubera Müll., Heterocypris cf. rotundatus Bron., Cyclocypris sp., Potamocypris sp.

ГЕНЕЗИС И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ БЕСТЯХСКОЙ ТЕРРАСЫ

Палеомагнитными исследованиями по разрезам Диринг-Юряхского обнажения — 204 образца (см. рис. 2) и обнажения Песчаная Гора — 94 образца (см. рис. 3) установлено, что отложения всех свит, участвующих в строении бестяхской террасы, характеризуются нормальной полярностью. Только один образец в песках бестяхской свиты обнажения Песчаная Гора намагничен обратно. Этот уровень выделен в палеомагнитной колонке зоной аномальной полярности, которая сопоставляется с аналогичной зоной в бестяхском аллювии обнажения Усть-Илин-Джели в низовьях р. Вилюй (Минюк, Слепцов, 1986). Путем диагностики оптическими методами с использованием данных термомагнитного и рентгенофазового анализов выявлено, что магнитные минералы представлены исключительно магнетитом, частично маггемизированным. Наблюдаемая неоднородность магнитных свойств пород (таблица), особенно для водных отложений бестяхской, огдокунской и мавринской свит, обусловлена различной концентрацией магнетита — от 1 до 10% тяжелой фракции как по вертикали, так и по латерали.

Совокупность палеомагнитных, палеонтологических и радиометрических данных показывает, что бестяхская терраса была сформирована в эпоху прямой полярности Брюнес, причем как геоморфологический элемент долины р. Лены она оформилась на протяжении среднего и, может быть, начала позднего плейстоцена, когда произошла аккумуляция отложений бестяхской, огдокунской и мавринской свит. Во второй половине позднего плейстоцена и в голоцене осуществляется переработка поверхности террасы, в результате которой накапливаются породы дьолкуминской свиты и комплекса современных образований.

Бестяхская свита была впервые выделена Г.Ф. Лунгерсгаузеном (1961) в Приякутском геоморфологическом районе в объеме среднеплейстоценового аллювия "высокой песчаной террасы у пос. Бестях на р. Лене". Позднее возраст свиты был уточнен и ограничен тобольским временем среднего плейстоцена (Алексеев, 1978; Решения..., 1983).

Об аллювиальном генезисе отложений свиты свидетельствуют невыдержанный их гранулометрический состав, преимущественная косая перекрестная слоистость, наличие скоплений древесного плавника. Судя по материалам Гидропроекта (Бискэ, 1964; Коржуев, 1977) и гидрогеологического бурения, поверхность цоколя, на котором они залегают, располагается до 20 м ниже современного русла р. Лены. Следовательно, их мощность может достигать 20—25м.

Из отложений свиты в Ботомо-Синском и в Приякутском районах выделены полностью идентичные спорово-пыльцевые спектры. По ним реконструируется растительность березово-ольховых, участками хвойных, лесов, которая в полном соответствии со стратиграфической схемой четвертичных отложений Средней Сибири (Решения..., 1983) может быть уверенно связана с тобольским временем среднего плейстоцена.

В Приякутском районе ряд исследователей (Лунгерсгаузен, 1961; Бискэ, 1964; Алексеев, 1978; Иванов, 1984) связывают с породами свиты остатки Bison priscus longicornis Grot., Mammuthus primigenius (Blum.) раннего типа. Однако следует отметить, что эти остатки не имеют достаточно уверенной привязки к разрезу отложений террасы и могут происходить из отложений как бестяхской, так и перекрывающей их в данном районе мавринской свиты.

Огдокунская свита выделяется впервые. Поле ее развития ограничивается Ботомо-Синским геоморфологическим районом. Площадным стратотипом свиты является участок долины р. Лены, примыкающий к Диринг-Юряхскому и Усть-Ботомскому обнажениям, в нижних частях которых ее отложения изучены

Магнитные свойства отложений бестяхской террасы*

Свита	Обнажение	I_n	χ	D сред.	J сред.	$K(n)$
Бестяхская	ПГ	1,6—13,5 / 5,4	60—229 / 97	22	66	31 (9)
Огдокунская	ДЮ	3,8—23,7 / 11,4	10—324 / 92	1	73	23 (48)
Мавринская	ПГ	2,2—21,2 / 6,9	13—249 / 90	13	72	159 (64)
Мавринская	ДЮ	1,0—34,5 / 10,9	4—463 / 151	29	76	40 (156)
Дьолкуминская	ПГ	0,4—25,8 / 2,2	6—56 / 32	40	64	47 (21)

*ПГ — Песчаная Гора, ДЮ — Диринг-Юряхское, D — магнитное склонение, J — магнитное наклонение, K — кучность распределения векторов I_n; n — количество образцов. Для I_n и χ числитель — крайние, знаменатель — средние значения.

наиболее полно. Свита названа по впадающему в р. Лену справа, несколько выше Диринг-Юряхского обнажения, руч. Огдокун.

Отложения свиты залегают, как зафиксировано в Усть-Ботомском обнажении, на эродированных слоях аллювия верхней части бестяхской свиты и перекрываются без существенного перерыва породами мавринской свиты. Их формирование связано с делювиальным сносом со склонов и выносом в процессе врезания мелких правобережных притоков в долину р. Лены обломочного материала, в результате чего вдоль правого ее борта на некоторых участках был образован делювиально-пролювиальный шлейф, накопления которого мощностью до 17—20 м и составляют огдокунскую свиту. Подобный генезис подтверждается и особенностями строения разреза. Он подразделяется на две части: нижнюю — песчано-щебневую и верхнюю — супесчано-суглинистую. Строение нижней части существенно меняется как по простиранию свиты, так и вкрест его. У устьев притоков щебень местных карбонатных пород преобладает над песками. В удалении от них, наоборот, главная роль принадлежит пескам, а щебень содержится преимущественно близ подошвы. Наличие в щебневых слоях незначительного количества галек кварца, окремненных и магматических пород объясняется эрозией и выносом ленскими притоками отложений позднеплиоцен-эоплейстоценовых террас и более древних кайнозойских образований этого района, которым присущи галечники подобного состава. Значительных изменений верхней части разреза не наблюдается.

Отложения огдокунской свиты характеризуются двумя палинологическими комплексами, указывающими на прогрессирующее ухудшение природной обстановки по сравнению с временем формирования аллювия бестяхской свиты. Для песчано-щебневой части восстанавливается растительность разнотравно-лиственничных лесотундр, а палинокомплекс супесчано-суглинистой части отражает растительность травяных (преобладают осоки и полыни) и зеленомошных тундр с весьма немногочисленными лиственницей, сосной и ольховником. Учитывая положение отложений свиты в разрезе террасы, состав содержащихся в них остатков фауны млекопитающих и радиометрические данные, нижний комплекс мы связываем с началом самаровского похолодания среднего плейстоцена, а верхний — с его максимумом.

В разрезе обнажения Песчаная Гора к этому же времени относится формирование почвенного (?) слоя в кровле отложений бестяхской свиты, в палино-

спектре которого также доминируют зеленые мхи, и песчаных жил, проникающих в них на глубину более 2 м.

Мавринская свита выделена в 1966 г. В.В. Колпаковым на Нижней Лене, а затем и в среднем ее течении (Решения..., 1983). Генезис отложений свиты был определен как озерно-аллювиальный, а возраст — от ширтинского времени среднего плейстоцена по казанцевское время позднего. Наши материалы вносят в эту точку зрения некоторые уточнения.

Для свиты характерны весьма выдержанный литологический состав и значительная, явно повышенная (в разрезе Диринг-Юряхского обнажения более 52 м) мощность отложений. Это — однородные мелко- и среднезернистые, главным образом параллельно-слоистые пески с многочисленными тонкими слойками в разной степени глинистых песков и редкими прослоями супесей. В Приякутском районе они содержат линзочки мелкого гравия, а в Ботомо-Синском — переотложенный делювиальный материал в виде незначительного количества щебня местных карбонатных пород.

В разрезе рассматриваемой террасы отложения свиты залегают или на эродированном аллювии бестяхской свиты (Приякутский район) или без существенного перерыва на породах огдокунской свиты (Ботомо-Синский район). В то же время в обоих районах установлено, что они налегают и на аллювиальные галечники, и на пески раннеплейстоценовых покровской и (иногда) пеледуйской террас, превышения цокольных площадок которых над руслом р. Лены соответственно составляют 8—12 и 25—30 м (Камалетдинов, 1982; Решения..., 1983), и образуют единый с бестяхской террасой уровень. Кроме этого, геологосъемочными работами выявлено, что аналогичные песчаные образования прослеживаются по долинам многих притоков р. Лены — от низовьев до истоков, размывающих терригенные породы мезозоя, палеогена и неогена Сибирской платформы, слагая в них террасу и плащеобразно перекрывая пологие склоны.

Породы свиты весьма слабо пыльценосны. Выделенные единичные палиноспектры отражают в целом достаточно суровые условия их накопления. Хотя они и близки между собой, все же наблюдается некоторая дифференциация спектров по разрезу. В нижних слоях свиты реконструируется растительность заболоченных редколесий (лесотундр?) — сосны, кустарниковые березы, ольховник, лиственница, зеленые мхи при заметном участии трав. Для верхних слоев более характерны спектры травяно-моховых тундр (зеленые мхи, осоки, злаковые и полыни с незначительным присутствием кустарниковых берез и лиственницы). Эти спектры могут быть связаны с ширтинским и тазовским временем среднего плейстоцена соответственно.

Такому датированию не противоречит и состав происходящих из отложений свиты в Ботомско-Синском районе фауны млекопитающих и малакофауны. Первая, кроме упомянутых выше форм, представлена также Mammuthus sp., Coelodonta antiquitatis (Blum.), Bison priscus Boj., Ovis nivicola Esch. (Экскурсия 052, 1984). Малакофауна мелководных озер и стариц связана с нижними слоями свиты. В ее составе — Lymnea (Waterlymnea) petersi Dall., Valvata confusa West., Anisus (Gurualus) sp., Pisidium sp.

На исследованном отрезке долины р. Лены в разрезе мавринской свиты отложений, синхронных казанцевскому времени позднего плейстоцена, достоверно не установлено. С некоторой долей условности к ним можно отнести пойменные глинистые пески с обильным растительным детритом мощностью около 3 м, разрез которых вскрыт Приленской археологической экспедицией у бровки бестяхской террасы в устье руч. Диринг-Юрях и из которых нами получен палинокомплекс сосновых лесов с участием лиственницы, елей, древовидных и кустарниковых берез. Кроме этого, о возможном казанцевском возрасте верхней части мавринской свиты позволяет говорить и корреляция с

эльгинской свитой низовьев р. Алдан (см. Решения..., 1983), близ кровли которой в Тандинском обнажении установлен палеомагнитный эпизод Блейк (Экскурсия 052, 1984).

Приведенные данные указывают на практически полное соответствие отложений мавринской свиты широко развитому на Европейской территории СССР среднеплейстоценовому перигляциальному аллювию (Горецкий, 1961; Бутаков, 1986), что позволяет нам вслед за М.Н. Алексеевым (1982) принимать для них подобный, а не озерно-аллювиальный генезис. При этом основным фактором накопления в речных долинах слагающего свиту однородного песчаного материала повышенной мощности был интенсивный вынос с междуречий дезинтегрированных в этапы похолоданий среднего плейстоцена терригенных дочетвертичных пород. В долине р. Лены существенная роль принадлежала переотложению водно-ледникового материала со стороны Байкало-Патомского нагорья и Станового хребта (Алексеев, 1982; Камалетдинов, 1982).

Стратотипом *дьолкуминской свиты* является обнажение Песчаная Гора, по местному наименованию которого (Дьолкума-Хаята) она и названа. Ее песчаные отложения залегают на денудированных параллельно-слоистых песках мавринской свиты и отличаются от них более грубым, но также выдержанным гранулометрическим составом (среднезернистый против мелко- и среднезернистого), отсутствием гравия и глинистых песков, характерной косой слоистостью большей нижней части с преобладающим юго-восточным падением слоев под углами естественного откоса и присутствием погребенных почв. Основываясь на этой характеристике, мы вслед за рядом исследователей (Лунгерсгаузен, 1961; Бискэ, 1964; Алексеев, 1978; Камалетдинов, 1982; Колпаков, 1983) принимаем эоловое происхождение дьокуминских песков за счет ветровой переработки отложений мавринской свиты.

В.В. Колпаков (1983) датирует эоловые пески обнажения Песчаная Гора самаровским временем среднего плейстоцена. Однако этому противоречат и условия их залегания, и совокупность палинологических и радиометрических данных. Согласно им возраст отложений дьолкуминской свиты может быть определен только временем последнего оледенения Верхоянья начиная с его жиганской стадии, т.е. концом каргинского — сартанским временем позднего плейстоцена (Кинд и др., 1971). Полученные из низов разреза свиты палиноспектры весьма характерны для этого этапа и отражают растительность перигляциальных тундростепей с участками кустарников. В них доминируют полыни, злаковые, маревые и осоки при малочисленных кустарниковых березах и ольховнике. Концу сартанского времени соответствуют и значения приведенных при описании разреза Песчаная Гора радиоуглеродных дат. Эоловые пески дьолкуминской свиты постепенно замещаются к тыловой части бестяхской террасы криогенно-эоловыми льдонасыщенными супесями и суглинками, возраст которых определен так же, как сартанский — от 22 300 ± 12200 до 13 700 ± 530 лет (Строение ..., 1979).

Возможно, в это же время подвергалась эоловой переработке кровля отложений мавринской свиты и в Ботомо-Синском районе, с чем и может быть связано значительное колебание здесь высоты бестяхской террасы.

Образования *голоцена* на бестяхской террасе наиболее полно выражены в Приякутском районе. Согласно стратиграфической схеме Н.А. Хотинского (1977) для Северной Евразии представляется такая последовательность их формирования. В предбореальный и бореальный периоды на некоторых участках террасы существовали озера, в которых происходил перемыв отложений верхней части дьолкуминской свиты. С атлантическим периодом, климатическим оптимумом голоцена связано образование погребенных ныне почв. Протекало оно около 8 тыс. л.н. под пологом березовых лесов с участием сосен, ольховника, лиственниц и елей. К суббореальному периоду относятся проявление мерз-

лотных инволюций и начало продолжающихся и в настоящее время эоловых процессов. В результате деятельности последних образованы дюны высотой от 5 до 20 м на бровке террасы, а также дюнное поле Самыс-Кумах в 20 км от Диринг-Юряхского обнажения вверх по р. Лене. Видимо, в субатлантический период накапливались озерные отложения "аласного" типа.

ВЫВОДЫ

В среднем течении р. Лены бестяхская терраса имеет сложное полигенетическое строение. В основании террасы залегают аллювиальные отложения бестяхской свиты тобольского возраста. В Ботомо-Синском районе бестяхский аллювий перекрыт самаровскими делювиально-пролювиальными накоплениями огдокунской свиты, а в Приякутском районе — фрагментарно сохранившимся почвенным (?) слоем. Мощной толщей перигляциального аллювия мавринской свиты, отлагавшейся с ширтинского до предположительно казанцевского времени, сложена основная часть террасы. В результате аккумуляции отложений этих свит бестяхская терраса была создана как геоморфологический элемент долины р. Лены. В дальнейшем она претерпевала преобразования под воздействием денудационных процессов. Благодаря им в верхней части террасы формируются в конце каргинского и сартанское время позднего плейстоцена эоловые образования дьолкуминской свиты, а в голоцене — комплекс почвенных, озерных и эоловых образований.

ABSTRACT

Bestyakh terrace has a complex polygenetic structure. As a geomorphological element of the Lena valley it has been formed in the Middle and in the begining of Late Pleistocene. In Tobolian time the alluvium of Bestyakh suite has been deposited, in Samarovian time —deluvium-proluvium accumulations of the Ogdokounian suite, and in Shirtinsk-Kazantsevian — a thick unit of periglacial alluvium of Mavrinian suite. Eolian deposits of the upper part of terrace, separated as Dyolkuminian suite of Karginian-Sartanian age, and complex of Holocene soil, lacustrine and eolian formations resulted from denudation processes, which started in the Late Pleistocene.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978 205 с.

Алексеев М.Н. Проблемы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Якутии // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 7—13.

Бискэ С.Ф. Об условиях образования отложений четвертичных террас р. Лены между пос. Покровск и пос. Жиганск // Четвертичная геология и геоморфология Северо-Востока Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. Вып. 8. С. 5—40.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 144 с.

Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск: Изд-во АН БССР, 1961. С. 107—125.

Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 126 с.

Камалетдинов В.А. Рельеф цоколя и строение четвертичного покрова Лено-Амгинского междуречья // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 94—103.

Кинд Н.В., Колпаков В.В., Сулержицкий Л.Д. О возрасте оледенения Верхоянья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 9. С. 135—144.

Колпаков В.В. Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены // Изв. вузов. Сер. геол. и разв. 1966. № 5. С. 41—48.

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 123—131.

Коржуев С.С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 150 с.

Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. М.: Наука, 1977. 176 с.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений Средней и Нижней Лены и ее дельты // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР: Тез. докл. Л. 1961. С. 178—182.

Минюк П.С., Слепцов П.П. Палеомагнетизм высоких террас р. Вилюй // III Всесоюзный съезд по геомагнетизму: Тез. докл. Киев, 1986. С. 191—192.

Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.

Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. Л., 1983. 84 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 220 с.

Экскурсия 052. Кайнозойские отложения Лены и Алдана // 27-й МГК. Якутская АССР. Сибирская платформа: Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055. Новосибирск: Наука, 1984. С. 21—42.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.79.26

В.А. РАНОВ, С.М. ЦЕЙТЛИН

ПАЛЕОЛИТИЧЕСКАЯ СТОЯНКА ДИРИНГ ГЛАЗАМИ ГЕОЛОГА И АРХЕОЛОГА

Несколько лет назад в газетах появилось краткое сообщение о том, что в Якутии в долине р. Лены обнаружена стоянка древнего человека, возраст которой определен в пределах 2,5—1,5 млн лет.

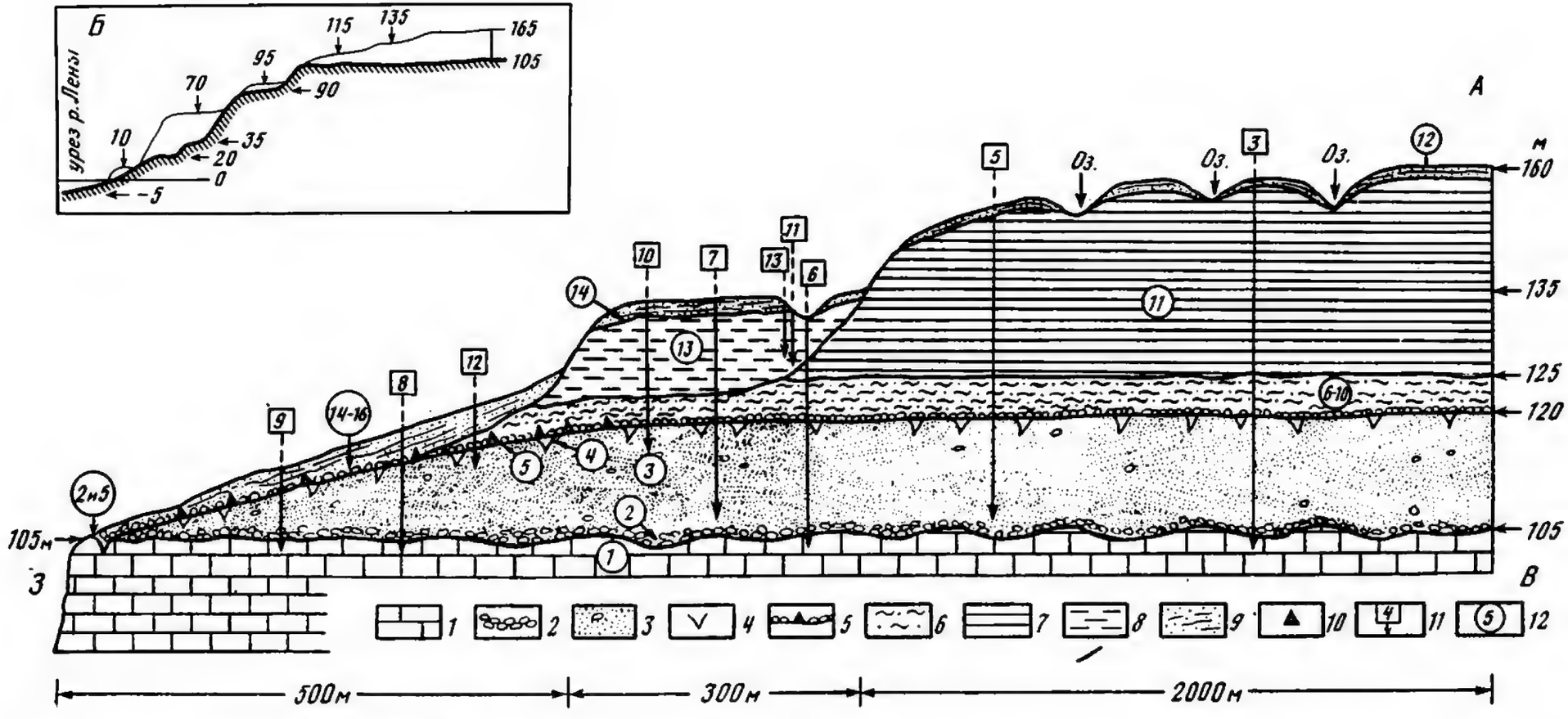
Столь интригующее сообщение естественно вызвало не только большой интерес, но и желание самим познакомиться с этой стоянкой. Такая возможность представилась в связи с организацией несколькими институтами Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР Всесоюзной конференции "Проблема прародины человечества в свете новых археологических и антропологических открытий", в ходе работы которой ее участники посетили стоянку Диринг (17—23 августа 1988 г.). Кроме того, специально по Дирингу к конференции были изданы две препринтные брошюры, автором которых является Ю.А. Мочанов. Именно докторам исторических наук, известным якутским археологам Ю.А. Мочанову и С.А. Федосеевой принадлежит честь открытия этой стоянки и ее исследования. Позже текст препринтов был опубликован в виде статьи (Мочанов, 1988в). Отдельной брошюрой вышли "Рекомендации конференции..." (1988).

Стоянка Диринг расположена на правом берегу р. Лены в 140 км выше г. Якутска в устье небольшого ручья Диринг-Юрях и связана с отложениями высоких террас, имеющих общий цоколь из кембрийских пород. Относительная высота цоколя 105 ± 2 м. По данным Ю.А. Мочанова, здесь развиты три террасы: 105—120, 125—135, 140—165 м.

Участники конференции имели возможность осмотреть разрезы отложений двух террас — 105—120 и 125—135 м, вскрытых при проведении археологических раскопочных работ (на террасовом уровне 140—165 м раскопок пока не проводилось). Нельзя не отметить, что на этом археологическом местонахождении Ю.А. Мочановым проведен огромный объем работ: раскопы заложены на площади более 10 тыс. м^2, и культуросодержащий горизонт исследован на площади почти 7750 м^2; проведены электроразведочные, гравиметрические, георадиолокационные и геодезические работы, а также пробурено девять скважин. К исследованию стоянки Ю.А. Мочанов привлек специалистов в области мерзлотоведения, почвоведения, палеомагнетизма, геологов, палинологов. Пожалуй, в практике отечественных археологических работ не проводилось столь широкого комплекса исследований, да и сам объем раскопок весьма впечатляет.

Что показалось нам наиболее существенным в геологическом разрезе 105—120- и 125—135-метровых террас?

1. Бросается в глаза резкое различие нижней и верхней частей разреза; нижняя



Схематический внемасштабный разрез террас в районе стоянки Диринг

А — табагинская терраса: *1* — кембрийские известняки; *2* — галечник слоя 2; *3* — пески слоя 3; *4* — мерзлотные песчаные жилы; *5* — дефляционный культуросодержащий галечник; *6* — пески, супеси и суглинки слоев 6—10; *7* — супеси и суглинки слоя 11; *8* — супеси и суглинки слоя 13; *9* — пески слоев 12, 14—16; *10* — культурные остатки древнейшего палеолита; *11* — скважины и их номера; *12* — номера слоев. *Б* — цоколи террас (в м) по Ю.А. Мочанову (1988в)

часть интенсивно красного цвета, а верхняя — преимущественно сероцветная, местами с расплывчатыми пятнами ожелезнения.

2. Нижняя, красноцветная часть разреза, несомненно, имеет аллювиальное происхождение и представлена маломощными русловыми галечниками, над которыми лежат уплотненные русловые пески с прекрасной аллювиальной слоистостью.

В красноцветную толщу внедрены сверху мерзлотные клинья, выполненные зеленоцветным песком. Здесь видны только окончания клиньев, которые, по Ю.А. Мочанову, достигают ширины 5 м и глубины 4 м. Верхние части клиньев в разрезе отсутствуют, как, впрочем, и зеленоцветных песков, выполняющих клинья, которых нет нигде в видимой части лежащей выше сероцветной толщи. Судя по размерам окончания клиньев, они, вероятно, по вертикальной протяженности первоначально были не менее чем вдвое (может быть, и втрое?) больше, чем сохранившиеся теперь их окончания. Кровля красноцветной толщи вместе с вложенными в нее зеленоцветными песчаными клиньями резко прямолинейно срезана; линия кровли наклонена к северу, в сторону р. Лены.

3. Сероцветная толща с несогласием ложится на красноцветную, образуя отчетливую цветовую границу раздела толщ. Сероцветная толща в пределах разреза 125—135-метровой террасы сложена песчаными и супесчаными накоплениями с многочисленными сингенетичными мерзлотными клиньями различной мощности. Встречаются линзы серых иловатых солифлюированных суглинков, над которыми наблюдается ожелезнение песков и супесей, а также образование железных бляшек. Это ожелезнение наиболее интенсивно под линзами суглинков, а в сторону и с глубиной оно слабеет и исчезает. Пески и супеси толщи горизонтально-слоисты, но мелколинзовидны, что создает впечатление или мелкой волновой ряби, или эолового перевевания. Но в целом эта толща водных накоплений, но не аллювиальная, а, скорее, осадков водоема или слабо проточного бассейна, временами осушавшегося.

Судя по наличию сингенетичных мерзлотных клиньев, толща эта накапливалась в условиях преимущественно холодного климата. В песках и супесях заметно различие отдельных ее пачек по степени песчанистости, крупности зерен песка, а также по цвету.

По данным Ю.А. Мочанова, в разрезе 140—165-метровой террасы толща песков и супесей надстраивается 30-метровой толщей супесей и суглинков серовато-коричневатых, горизонтально-слоистых, с прослоями сероватого песка, следами почвообразования, ледяными жилами.

4. Культуросодержащий горизонт представляет собой весьма тонкий прослой (всего 2—3 см) из крупного песка, гравия, мелкой гальки и, местами, валунов. Весь материал этого горизонта эолово обработан. В разрезах 125—135-метровой террасы отчетливо видно, что этот горизонт лежит в низах сероцветной толщи среди ее песков в виде извилистой, местами прерывающейся полости в 5—25 см над кровлей красноцветной толщи. Следовательно, ни о каком непосредственном налегании отложений этого горизонта на красноцветную толщу не может быть и речи. Это наблюдение расходится с мнением Ю.А. Мочанова, который считает, что культуросодержащий слой залегает непосредственно на плиоценовых песках — рисунок (Мочанов, 1988в). В данном случае расхождение во мнениях весьма существенно.

Приведенное описание сделано на основе увиденного нами на Диринге за весьма кратковременное там пребывание. Однако это дает возможность высказать свои соображения о генезисе отложений стоянки и ее геологическом возрасте.

Красноцветная и сероцветная толщи резко различны по степени химического выветривания и степени литификации. Если первая из них характерна для плиоценовой обстановки, то вторая — для ледниковых этапов четвертичного времени. Резкая граница между этими толщами свидетельствует о длительности

денудационных процессов, протекавших после отложения плиоценовой толщи. На это же указывает факт полного уничтожения денудацией средней и верхней частей клиньев, заполненных зеленоцветным песком, нижние части которых внедрены в красноцветную толщу. Впрочем, и сами зеленоцветные пески тоже уничтожены, а они ведь, вероятно, перекрывали устья мерзлотных клиньев.

Значительная длительность перерыва между красноцветной и серой толщами очевидна. Уже на примере с зеленоцветными мерзлотными клиньями и их выполнением видно, что по крайней мере 10—20 м отложений было денудировано. Кроме того, тип химического выветривания двух этих толщ столь различен, что для такой смены обстановок требуется ощутимое геологическое время.

После длительного перерыва в осадконакоплении возникли условия, когда стало возможным накопление осадков на поверхности денудированных красноцветов, но, конечно, совершенно в иной палеоклиматической обстановке: как уже отмечалось, песчаные и супесчаные сероцветные отложения разреза Диринга более всего отвечают условиям седиментации в подпрудных или в слабо проточных водоемах. В разрезах Диринга видны многочисленные мерзлотные клинья, которые можно привязать к определенным уровням; естественно, во время их заложения понижался уровень бассейна и осушалась территория. Вероятно, во многих случаях в это время осуществлялось и развевание песков. Иногда при понижении уровня водоема в западинах дна оставались блюдца воды, которые заболачивались и на месте которых теперь видны линзы серых иловатых суглинков с железистыми бляшками и разводами ожелезнения под ними.

Такой неустойчивый водный режим весьма характерен для ледовых подпрудных бассейнов, что связано с колебанием края ледников, частичным его протаиванием и размывом. Имеются данные, что оледенения Верхоянского хребта не менее чем трижды (в самаровскую, зырянскую и сартанскую ледниковые эпохи) перегораживали долину р. Лены (Колпаков, 1986, с. 102); известно также, что к западу от пос. Жиганск имеется протяженная поверхность на высоте 100 м, имеющая вид обводной долины (там же); наконец, этот же автор сообщает о ленточных глинах мощностью до 30 м, отложившихся за языком самаровского оледенения, т.е. в местах наибольшей глубины подпрудного бассейна. Песчаные же толщи накапливались и перерабатывались, вероятно, на периферии бассейна, куда они поступали с окружающих территорий как материал дезинтеграции и перемещения пород из мезо-кайнозойских толщ во время ледниковых эпох. Что касается конкретных условий Диринга, то, видимо, Ю.А. Мочанов (1988а, б) прав, считая, что первоначально на всей площади этого участка правобережья р. Лены накопились налегающие на красноцветный цоколь отложения сероцветной толщи, в которых затем по мере понижения бассейна последовательно создались уровни 125—135 и 105—120 м. Можно сказать, что эти уровни как бы "вырезаны" из тела террасы высотой 140—165 м; наибольшей интенсивности снос отложений достиг при формировании террасы 105—120 м, где, например, в прибровочной части сохранились только галечник красноцветной толщи и спроектированный на него галечно-гравийно-валунный материал культуросодержащего горизонта.

Для суждения о геологическом возрасте последнего существенно, что этот горизонт залегает в низах сероцветной толщи и, видимо, свидетельствует о перерыве в накоплении сероцветной толщи вскоре после начала ее формирования. Вероятно, это было время какого-то потепления внутри начального этапа оледенения. Возникает вопрос: какого оледенения? Пока с позиций геологических реальностей более вероятно считать, что это было начало самаровского оледенения, т.е. 250—300 тыс. л. н. Для того чтобы иметь мощную и

относительно долговременную ледовую плотину, а также и соответственно большой протяженности и глубины бассейн, требуется мощное оледенение, каким было именно самаровское. Вместе с тем в бассейне Нижней Лены нет пока сведений о более древних, досамаровских оледенениях, о которых западнее — на северо-западе Сибирской платформы, в бассейне Нижней Оби — некоторые данные уже имеются. Вряд ли можно говорить о какой-то более значительной древности отложений нижней части сероцветной толщи; более древние отложения даже раннего плейстоцена уплотнены и часто несут следы процессов выветривания.

Следует заметить, что большая работа по датированию Диринга при помощи палеомагнитного метода, масштабно проведенная А.В.Пеньковым, пока не привела к однозначному результату и, как нам кажется, ни один из пяти предложенных исследователем вариантов возрастного определения перекрывающих толщ не может быть принят как окончательный.

Важные вопросы, разбиравшиеся на конференции, относились к археологии стоянки Диринг. Первый из них рассматривался в нескольких докладах теоретической части конференции и был связан с не новой, но вновь возбужденной и обоснованной Ю.А. Мочановым гипотезой "внетропической прародины человечества". Второй вопрос касался возможности датирования стоянки Диринг на основании технико-типологических показателей.

Первый вопрос вызвал бурные дебаты. Очень многие из выступлений при этом были далеки от сущности дискуссии, так как среди научных сотрудников, участвовавших в конференции, не было ни одного антрополога — специалиста по антропогенезу, да и приезжих археологов было всего семь, причем из них только один имел касательство к вопросу, рассматривающемуся в этой дискуссии. Так что заключение "Рекомендации" о том, что "памятники диринтской культуры древнейшего палеолита, исследуемые Приленской археологической экспедицией, являются не только национальным, но и всечеловеческим, планетным достоянием", можно отнести на счет энтузиазма неархеологического "большинства" участников конференции (Рекомендации..., 1988, с. 4, 5). Ради истины сто́ит отметить, что мнение стойкого "меньшинства" (авторы данного обзора Н.И. Дроздов, В.С. Волошин и присоединившиеся к ним) в "Рекомендации" никак не упомянуто.

Если отвлечься от эмоциональной стороны дискуссии, то нужно сказать, что гипотеза внетропического происхождения человечества, коль скоро в центре ее оказался Диринг, не выдерживает критики. Главным ее аргументом является, по мнению Ю.А. Мочанова, тезис: "Обнаружение в Монголии и Забайкалье лангуров косвенно может свидетельствовать, что и ареал дриопитековых или рамапитековых предков человека мог охватывать не менее северные районы. Кажется весьма вероятным, что именно на северной окраине ареала предков человека и происходила их предадаптация к похолоданиям, имевшим место в конце миоцена и в плиоцене" (Мочанов, 1988в, с. 53). А несколько ранее исследователь пишет: "Конечно, возраст Диринга будет еще многократно уточняться, но пока его нельзя вывести за пределы 3,2—1,8 млн лет. Если эти даты верны, то Диринг является на сегодня наиболее древним палеолитическим памятником Евразии и одним из древнейших в мире" (Там же, с. 15). Таким образом, предпосылка о возрасте артефактов Диринга, однозначно пока не принятая, приводит Ю.А. Мочанова к логическому построению, которое основано не постулате: "Нет, но быть может". Конечно, при выдвижении научных гипотез исследователям очень часто приходится решать уравнения с одним, а то и двумя неизвестными, но в данном случае получается, что известного вообще нет и вся пирамида логических рассуждений базируется на весьма шатком основании фантастической древности археологического памятника. Не думается, что сейчас можно по-

строить схему эволюции гоминидов и превращения их в человека, минуя стадию австралопитеков. Это общеизвестно, и все сторонники азиатской гипотезы человека вынуждены обращаться к поиску австралопитеков, которые пока не обнаружены даже во многих более южных районах Азии (Piveteau, 1983, p. 38; Zhang Yinyun, 1985, p. 76). Следовательно, никаких биологических предпосылок, кроме весьма смутных и общих представлений о значении "комплексной проблемы антропогенеза как космопланетарного феномена" (Рекомендации..., 1988, с. 2), у сторонников внетропической прародины человечества не имеется.

Настораживает и следующее обстоятельство — исследования Ю.А. Мочанова показывают, что климат Центральной Якутии был 3,2—1,8 млн л. н. таким же, как и в настоящее время. Вероятность жизни самых древних людей на Земле в условиях суровой зимы и вечной мерзлоты весьма сомнительна — необходимо было строить утепленные жилища, иметь достаточно развитую организацию жизни и способов охоты и т.д. Принятие такого суждения противоречит всему, что мы знаем о самых ранних палеолитических стоянках первобытного человека, его возможностях, структуре объединений габилисов, и определяет эту форму, стоявшую между животным миром и миром человека, как слишком далеко продвинувшуюся в своем развитии.

Не останавливаясь на других доводах против местного происхождения человека, к которому вынужден прийти Ю.А. Мочанов в силу предложенной им датировки палеолитической индустрии Диринга, подчеркнем,что, по нашему мнению, человек пришел сюда с юга, продвигаясь по наиболее теплой и благоприятной для жизни, во всяком случае, летом долине р. Лены. Но когда пришел?

Этому вопросу была посвящена вторая часть конференции, связанная с посещением стоянки и обсуждением характерных особенностей индустрии Диринга. Последняя определяется Ю.А. Мочановым как выражение определенной техники первичного раскалывания (дробления) камня и как совокупность технико-типологических показателей концевых, боковых многолезвийных, дисковидных, долотовидных, рубанковидных и приостренных чопперов (Мочанов, 1988в, с. 49). Специально подчеркивается, что эту индустрию "можно коррелировать только с древнейшим палеолитом Африки, а наибольшее сходство Диринтский комплекс имеет с материалами олдувайских стоянок" (Там же, с. 47—49). Действительно ли это так?

Огромное количество галечных орудий и сопровождающих их комплексов, появившихся в последнее время на Евразийском континенте, достаточно четко показывает, что только по технико-типологическим признакам судить об их возрасте нельзя. Сегодня, как нам кажется, к этому выводу пришла абсолютно бо́льшая часть археологов. Ю.А. Мочанов совершенно прав, когда отмечает глубокий архаизм Диринтского индустриального комплекса, но из этого совсем не следует, что Диринг старше по возрасту Олдувея. Каждый археолог, работавший с материалом древнего или древнейшего палеолита, может сказать, что архаизм и примитивность обработки не являются хронологическим показателем, особенно в галечных комплексах. Прямое сопоставление Диринга с нижним горизонтом Олдувея неправомочно прежде всего потому, что чрезвычайное разнообразие индустрий древнейшего палеолита делает невозможным конкретное сопоставление палеолитических индустрий на таком большом расстоянии. Даже восточноафриканские стоянки, такие, как Олдувей, Кооби-Фора, Омо, и наиболее богатый материалом памятник — стоянка Мелка-Контуре, трудно назвать близкими в технико-типологическом выражении. Они все разные, и их объединяет только время. Вне точных дат невозможно прийти к выводу об их одновременности.

Одному из авторов настоящего обзора, археологу, приходилось видеть

артефакты из упомянутых выше стоянок, а также многие сотни галечных орудий из Северной Африки, Европы, Средней Азии, Индии, Монголии, Вьетнама. Основные технико-типологические показатели здесь практически не меняются. Конечно, каждый комплекс индивидуален, обладает какими-то своими особыми чертами, но эти особенности можно с большим трудом выявить при детальном статистическом методе, вероятно, с большой долей уверенности лишь для одного региона и лишь при условии точного эшелонирования. Наиболее существенно изменение характера ретуши рабочего края, но это явление скорее исключительное, а в основной массе галечные орудия преднамеренной ретуши не имеют (Ранов, Амосова, 1988). Распространить наш опыт на другие регионы довольно сложно. Это еще раз подчеркивает условность выводов при сравнении памятников галечной культуры для различных регионов.

В цитировавшейся работе Ю.А. Мочанова аналогии с олудувейской индустрией Восточной Африки только провозглашаются, но практически никак не проводятся. И это понятно, потому что такое сравнение не в пользу постулируемого сходства.

Отличается в принципе техника раскалывания и обработки изделий. Если в индустрии Диринга основой является техника дробления валуна или гальки, то в индустрии Олдувея (слой 1) преимущество отдается core-tools, т.е. технике обработки гальки или обломков лавы, которая служит материалом для изготовления орудий. Сравнивая далее Олдувей и Диринг по публикациям М. Лики (Leakey, 1971) и Ю.А. Мочанова (Мочанов, 1988в), легко увидеть немало различий (на наш взгляд, больше, чем сходства). Например, в олдувейском комплексе можно выделить, как это сделал Г.П. Григорьев, настоящие нуклеусы, что объясняет наличие некоторого числа хорошо выраженных отщепов (Григорьев, 1977, с. 73—74).

В Диринге нуклеусов совсем нет. Для Олдувея характерны чоппинги, для Диринга — чопперы, а это не одно и то же. Среди других различий можно отметить более устойчивый рабочий край у чоппингов, достаточно целесообразно расположенный в Олдувее, наличие значительного числа мелких орудий, имеющих четкую обработку края, разнообразие скребков, наличие долотовидных орудий, отдельных резцов, проколок. В Диринге совершенно нет полиэдров, дискоидов, присутствующих в Олдувее. Так что реальное сопоставление обоих комплексов весьма и весьма условно. И это еще раз подтверждает, что для древнейшего палеолита остается единственная возможность — синхронизация палеолитических индустрий по временны́м срезам, а не наоборот, как делает Ю.А. Мочанов.

Посмотрим теперь, как обстоит дело со стратиграфией памятника.

Ю.А. Мочанов уверенно связывает в одно целое находки на мысу повышающейся части террас высотой 105—120 и 125—135 м. Нам представляется, что это неправильно. Так, слои 14—16 (см. рисунок), отнесенные к пойменной фации аллювия, могут иметь и другой генезис — покровной толщи, и тогда их возраст может быть значительно более молодым по сравнению с толщей серых песков, описанных выше. А это очень важно, поскольку скопления обработанного камня перекрываются именно этими отложениями и, таким образом, не имеют строгого стратиграфического обоснования. Среди показанного во время конференции археологического материала только один пункт, а именно скопление 16, находится в основании пачки серых песков и поэтому имеет стратиграфически ясную позицию. Независимо от той даты, которая предлагается для серых песков Ю.А. Мочановым и авторами настоящего обзора, заметим, что в этом скоплении нет преднамеренно сделанных изделий — артефактов, и единственным образцом, продемонстрированным участникам экскурсии, был крупный, распавшийся на отдельные обломки валун, который

собирается в одно целое, восстанавливая первоначальную форму. По мнению Ю.А. Мочанова, галька раздроблена первобытным человеком, а поскольку такая техника встречается и в других скоплениях, можно говорить, что культуросодержащий слой проходит и далее отметки 120 м, уходя под толщу серых песков. Но если даже Ю.А. Мочанов прав и валун расколот человеком, что вовсе необязательно, нет никакой гарантии в том, что индустрия, которая в дальнейшем будет найдена в слое 5 на 125—135-метровой террасе, окажется полностью сходной с индустрией, полученной в раскопках на более низких отметках. Такую возможность нельзя исключить, но она должна быть подкреплена фактическим материалом.

Переходя к выводам, можно сказать следующее.

1. На уровне сегодняшних наших знаний и методов исследования древнейших палеолитических памятников нельзя считать правильным сравнение индустрии Диринга с индустрией древнего Олдувея Африки как в технико-типологическом, так (а это еще важнее) и в хронологическом плане. Другими словами, индустриальный комплекс Диринга не может быть основанием для подтверждения предложенной Ю.А. Мочановым даты: 3,2 — 1,8 млн лет.

2. Все скопления артефактов Диринга, продемонстрированные в 1988 г., за исключением скопления 16, находятся или в открытом состоянии или перекрыты маломощной супесью, аллювиальный генезис которой нельзя считать доказанным, а следовательно, по времени слои 14—16 являются более молодыми, чем пачка слоев 6—10, и поэтому возрастное соотношение скопления 16 и всех остальных (1—15) остается невыясненным.

3. В случае, если дальнейшие раскопки выявят новые, еще неизвестные скопления под толщей террас 125—135 и 140—160 м и артефакты этих скоплений будут, действительно, полностью сходны с теми, которые найдены в скоплениях 1—15, только тогда вопрос о возрасте отложений, перекрывающих культуросодержащий слой, встанет во всей его реальности на повестку дня. Надо думать, что это произойдет уже в ближайшие полевые сезоны. До этих пор возраст дирингского археологического комплекса нельзя ставить в зависимость от даты, которая дается серым пескам, перекрывающим слой 5, содержащий находки на 125—135-метровой террасе, поскольку ниже артефакты находятся в совершенно других условиях.

4. Для утверждения сенсационно древнего возраста Диринга необходимы более обоснованные возрастные определения геологических слоев и абсолютные даты. На наш взгляд, логично предположить, что Диринг является одной из наиболее северных точек распространения палеолитической культуры, которая ко — бифасов и протолеваллуазских нуклеусов, начиная с Южной Монголии и далее на север по Ангаре и на Верхней Лене. Абсолютных дат эта культура еще не лее на север по Ангаре и на Верхней Лене. Абсолютных дат эта культура еще не имеет, и поэтому ее возраст определяется предположительно в 200—300 тыс. лет. В пользу этого предположения говорят и находки кварцитовых орудий, преимущественно чопперов, которые встречаются от Диринга до Балышево около г. Киренска. Орудия эти имеют большое сходство с дирингскими (например, стоянка Усть-Олекма). Такой временной диапазон кажется наиболее допустимым, хотя возможны колебания как в одну, так и в другую сторону.

В заключение подчеркнем, что конференция была блестяще организована и Ю.А. Мочанов показал себя великолепным руководителем этого научного сотрудничества — высокообразованным, эрудированным, остроумным и профессионально подготовленным.

ABSTRACT

The authors analyse the geological and archaeological situation of Diring Palaeolithic site which is located in 140 km above Jakutsk on 61°12' n.l. They ara not agree with dating 3,2—1,8 my proposed by Ju.A. Mochanov for the site and furnish proofs of more younger dating of that site.

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев Г.П. Палеолит Африки. Л.: Наука, 1977. 212 с.

Колпахов В.В. Влияние оледенения на реки Якутии // Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 101—109.

Мочанов Ю.А. Древнейший палеолит Диринга (стратиграфия и геологический возраст памятника): Препр. Ин-та языка, лит., истории. Якут. фил. СО АН СССР. Якутск, 1988а. 41 с.

Мочанов Ю.А. Древнейший палеолит Диринга (археологический возраст памятника) и проблема внетропической прародины человечества: Препр. Ин-та языка, лит., истории. Якут. фил. СО АН СССР. Якутск, 1988б. 35 с.

Мочанов Ю.А. Древнейший палеолит Диринга и проблема внетропической прародины человечества // Археология Якутии. Якутск: Якут. ун-т, 1988в. С. 15—54.

Ранов В.А., Амосова А.Г. Опыт классификации галечных орудий на примере чопперов Южного Таджикистана // Проблемы взаимосвязи природы и общества в каменном веке Средней Азии. Ташкент: Фан, 1988. С. 69—71.

Рекомендации Всесоюзной конференции "Проблема прародины человечества в свете новых археологических и антропологических открытий", 17—23 авг. 1988 г.: Препр. Якутск, 1988. 8 с.

Leakey M. Olduvai Gorge. Cambridge, 1971. Vol. 3. 306 p.

Piveteau J. Origine et destinee de l'Homme. P.: Masson, 1983. 174 p.

Zhang Yinyun. Gigantopithecus and "Australopithecus" in China // Palaeonthropology and palaeolithic archaeology in the People's Republic of China. Beijin: Acad. press, 1985. P. 69—78.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

551.79.(571.642)

А.А. СВИТОЧ, Н.С. БОЛИХОВСКАЯ, В.А. БОЛЬШАКОВ,
Т.Н. ВОСКРЕСЕНСКАЯ, В.С. ГУНОВА, О.В. ДЕНИСЕНКО, О.Б. ПАРУНИН,
Г.М. ШУМОВА

ОПОРНЫЕ РАЗРЕЗЫ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ САХАЛИНА[1]

Новейшие отложения Сахалина изучены неравномерно. Из предложенных схем наиболее известны представленные Г.С.Ганешиным и А.Н. Александровой. Г.С. Ганешин (1970, 1971) первый обосновал солидным фактическим материалом дробное расчленение четвертичных отложений всего Сахалина. В основу схемы А.Н. Александровой (1982), на сегодня наиболее полной и документально обоснованной, положены данные палинологии, и в первую очередь результаты анализа керна опорных скважин в Поронайской и Сусунайской депрессиях. В 1978, 1981—1985гг. на Южном и Среднем Сахалине работали сотрудники Лаборатории новейших отложений МГУ. Из множества естественных обнажений в качестве опорных выбраны разрезы новейших отложений по берегам заливов Анива и Терпения, на побережье Татарского пролива и Поронайской депрессии (рис. 1). Их характеризует хорошая обнаженность, доступность для изучения и, главное, полнота и представительность разрезов, вскрывающих разнообразные в возрастном и генетическом отношении отложения. Комплексные исследования выполнены по всем разрезам с применением большого числа частных методов (таблица) как традиционных, так и редко используемых при анализе новейших отложений (каппаметрия, энтомологический, электроноскопия, рентгенографический, карпологический, археологический и т.д.)[2].

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ

1. *Разрез Бачинский* расположен на западном побережье залива Анива. В высоком прибрежном увале вскрываются отложения стратотипа усть-бачинской свиты (поздний плиоцен — ранний плейстоцен), представленной мощной (свыше 50 м) ритмично-слоистой толщей преимущественно грубозернистых пород: галечников, песков с подчиненными прослоями алевритов, илов и торфа (рис. 2). Прослеживается до шести циклов осадконакопления, каждый из которых в нижней части сложен галечно-песчаными отложениями, сменяющимися выше более тонким, часто органогенным материалом. Анализ состава песчаников, алевритов, кремнистых и туфогенных пород указывает на относительное постоянство питающей провинции, располагавшейся в глубине Крильонского полуострова.

---

[1]Содержание статьи доложено на заседании Комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода в марте 1989 г.

[2]Помимо авторского коллектива, анализы выполняли А.В. Бахтин, С.В. Киселев, Г.М. Немцова, В.П. Степанов, Н.И. Глушанкова.

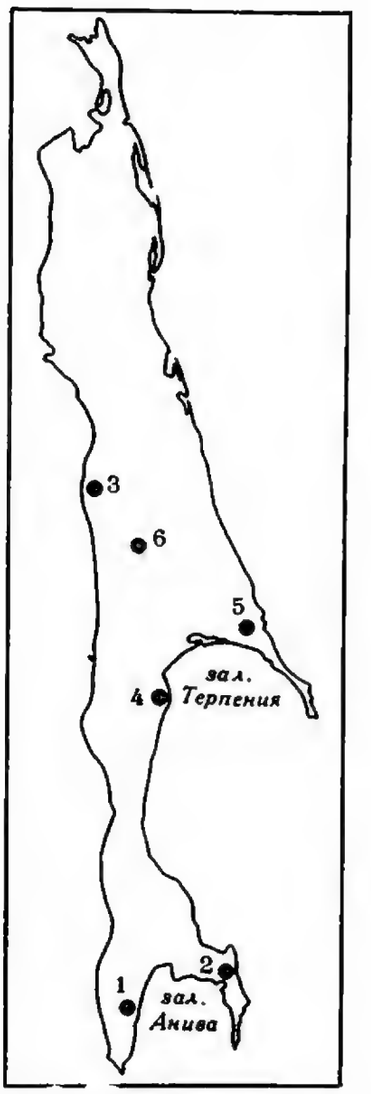


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов плейстоцена Сахалина
Разрезы: *1* — Бачинский; *2* — Буссе-Шишкевича; *3* — Арково; *4* — Вахрушево-Гастелло; *5* — Орловка; *6* — Владимировка

Палеомагнитные исследования показали довольно сложный характер распределения первичной намагниченности. Отложения верхней части разреза до глубины 25 м прямо намагничены. Глубже 25 м идет знакопеременная зона, состоящая как минимум из трех прямонамагниченных и двух обратно намагниченных горизонтов. В основании разреза, в плотных оторфованных алевритах зафиксирована обратная полярность. По-видимому, прямонамагниченные отложения верхней части разреза относятся к эпохе Брюнес, а отрицательная намагниченность основания разреза обусловлена обратной полярностью геомагнитного поля в эпоху Матуяма.

Комплекс обнаруженных в осадках диатомей имеет смешанный характер. В нем наряду с солоноватоводными (Diploneis smithii (Breb.) Cl., Cocconeis scutelloides Ehr., C. interrupta Grun. и др.), морскими (Talassiosira exentrica (Ehr.) Cl.,Coscinoidiscus nodulifer A.S. и др.), пресноводными (Diatoma vulgare Bory., Navicula cryptocephale Kutz. и др.) видами присутствует много морских вымерших видов (Hyalodiscus dentatus O. Korotk., Cymatosira debyns Temp. et Brun., Rouxia peregallii Brun. et Herib., Actinocyclus undulatus Bail., Stephanopyxis schenkii schenkii Kanaya и др.), очевидно переотложенных. Диатомеи нижней части разреза (на глубинах 50—21 м), несовместимые в экологическом и смешанные в возрастном отношении, близки известным в верхних пачках маруямской свиты и характерны для верхнеплиоценовых отложений. Верхняя часть разреза (до глубины около 20 м) характеризуется обедненным составом морских диатомей и содержит пресноводные формы, среди которых многочисленны реофилы и типичные галофобы рода Eunotia. Очевидно, что во время их накопления морские условия чередовались с континентальными.

В составе спорово-пыльцевых спектров разреза Бачинский господствуют представители бореальных элементов флоры (Abies, Picea sect. Eupicea et Omorica, Pinus koraiensis Siebold. et Zucc., P. s.g. Diploxylon, Betula sect. Costatae et Albae, Alnus Lycopodium clavatum L., L. annotinum L. и др.), постоянно присутствуют (иногда в значительном количестве) пыльца и споры гипоарктических, а в ряде горизонтов и арктоальпийских родов и видов (Larix, Pinus pumila Rgl., Betula sect. Nanae, Alnaster, Botrychium boreale Milde, Lycopodium dubium Zoega). Остатки термофильных растений (Taxus, Corylus, Carpinus, Tilia, Quercus, Ulmus, Rhus, Osmunda cinnamomea L. и др.) относительно немногочисленны (1—10%) и приурочены к низам разреза. Их наличие, а также присутствие пыльцы Tsuga diversifolia (Maxim.) Mast. et T.canadensis (L.) Carr. позволяют отнести эти отложения к позднему плиоцену. В верхней части разреза пыльцы и споры редки. Среди них в слое 6 преобладает пыльца трав и кустарничков(65%) с доминантами злаками и разнотравьем. В групе пыльцы древесных пород господствуют микрофоссилии Abies, Picea sect. Omorica и др., заметную родь играет пыльца холодостойких кустарников. В спектрах слоя 3 преобладают споры (40%) — доминанты плауны; пыльца древесно-кустарниковой группы составляет 32%(пихта, ель, кустарниковая береза и ольха). Состав растительности позволяет предполагать, что формирование свиты происходило в конце позднего плиоцена и позже, в раннем плейстоцене.

Неоген
Плейстоцен
Голоцен
Возраст
ранний
средний
поздний
N
Бачинский
Буссе-Шишкевича
Вахрушево-Гастелло
Владимировка
Орловка
Арково
0,23±0,20
0,35±0,28
1,67±0,22
2,38±0,20
2,75±0,20
9,77±0,40
8,37±1.0
37,9±1,0
31,0±1,0
5,38
40,2±0,26
28,67±0,3
> 40

Изученность опорных разрезов Сахалина методом сопряженного анализа

	Вид анализа	Разрезы					
		Бачинский	Буссе-Шишкевича	Владимировка	Вахрушево-Гастелло	Орловка	Арково
	Геоморфологический	+	+	+	+	+	+
Литологические	Гранулометрический	+	+	+	+	+	+
	Минералогический	+	+	+	+	+	+
	Грубообломочного материала	+	+	+	+	+	+
	Текстурный	-	-	-	+	-	+
	Глинистых минералов	-	+	-	-	-	-
Физические	Геохимический						
	Палеомагнитный	+	+		+	+	+
	Радиоуглеродный	+	+	+	+	+	+
Палеонтологические	Палинологический	+	+	+	+	+	+
	Диатомовый	+	+	+	+	+	+
	Карпологический	-	-	-	+	+	+
	Териологический	-	-	-	-	+	+
	Малакологический	+	+	+	+	+	+
	Энтомологический	-	-	-	-	+	-
	Археологический	+	+	-	-	-	-

Результаты палеомагнитного, диатомового и палинологического анализов позволяют отнести отложения усть-бачинской свиты к заключительной эпохе неогеновых трансгрессий Сахалина (конец плиоцена — начало плейстоцена).

Со стороны моря к увалу прислоняются осадки 7—9-метровой террасы залива Анива — песчано-илистые отложения лагун и лиманов, с размывом лежащие на цоколе из морских верхнеплейстоценовых (?) галечников и перекрытые мощным слоем торфа. Формирование их, по данным радиоуглеродного датирования, происходило в начале голоцена (9,77±0,4 тыс. лет, МГУ-875), а торфа — в конце голоцена (1,67±0,22 тыс. лет, МГУ-882; 2,75±0,25 тыс. лет, МГУ-879 и др.). Отложения содержат диатомеи, преимущественно пресноводные (господствуют реофилы: Diatoma vulgare, Navicula cryptocephae и др.) и солоноватоводные, характерные для эстуариев рек и опресненных заливов (Diploneis smithii, Cocconeis scutelloides и др.); реже встречаются морские диатомеи — Thalassiosira excentrica, Bidulphia aurita и др. Материалы диатомового анализа свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило на границе суша-море под влиянием неоднократных, но незначительных по амплитуде колебаний уровня моря. В конце голоцена на побережье появились стоянки человека охотской культуры; одна из них была обнаружена на низкой морской террасе в устье руч. Бачинского и датирована 0,35±0,28 тыс. лет (МГУ-886).

2. *Разрез Буссе-Шишкевича* приурочен к восточному побережью залива Анива, где широко представлены голоценовые отложения низких террас лагуны Буссе, долины р.Шишкевича и ее притоков. Один из наиболее полных разрезов вскрыт

Рис. 2. Опорные разрезы новейших отложений Сахалина и схема их корреляции

1 — песчаник; *2* — галечник; *3* — песок; *4* — супесь; *5* — суглинок; *6* — алеврит; *7* — ил; *8* — глина; *9* — пепел; *10* — торф, лигнит; *11* — почва; *12* — размыв; *13* — крупный перерыв; *14* — растительные остатки; *15* — раковины моллюсков; *16* — археологические находки; *17* — палеомагнитная характеристика; *18* — ^{14}C-датировки, тыс. лет; *19* — номер слоя; *20* — номер цикла; *21* — предполагаемые сопоставления (*а* — нижняя граница плейстоцена, *б* — корреляция)

скважиной на террасе лагуны Буссе; мощность лагунно-морских осадков, накапливающихся в течение большей части голоцена, здесь достигает 15 м. В основании разреза на плиоценовых песчаниках с размывом залегают континентальные делювиально-аллювиальные супеси с щебнем и галькой, охарактеризованные комплексом пресноводных диатомей (Meridion circulare Ag., Navicula mutica Kütz. и др.) и спорово-пыльцевыми комплексами с преобладанием пыльцы древесных растений, особенно Alnus, в меньшей мере — Abies и Picea. Бореальной эпохе в разрезе соответствуют лагунные алевриты с радиоуглеродной датировкой 8,37 ± 1,0 тыс. лет (МГУ-604), содержащие морские диатомеи (Melosira nummuloides Bory., Synedra tabulata (Ag.) Ktz. и др.). Спорово-пыльцевые комплексы отличаются большим количеством пыльцы (до 86%) древесных пород, среди которой существенна роль широколиственных (до 25%), отличающихся разнообразием видового состава при преобладании дуба (до 16%).

К атлантическому времени относятся алевриты темно-серые до черных, обогащенные тонкораспыленной органикой. Для спорово-пыльцевых спектров наряду с высоким (до 50%) содержанием пыльцы березы характерно значительное участие широколиственных элементов, главным образом дуба (до 20%), и максимальное по разрезу количество неогеновых реликтов (Juglans, Araliaceae, Fagus, Castanea и др.).

Отложения суббореальной эпохи представлены алевритами, содержащими морские диатомеи (Hyalodiscus scoticus (Kutz) Grun., Licmophora abbrevita Ag. и др.) и большое количество пыльцы древесных пород (до 79%), среди которых преобладают темнохвойные (Abies — до 48%,Picea — до 38%).

Осадки субатлантического периода — аллювиальные супеси с галькой, перекрытые слоем торфа, содержат пресноводный комплекс диатомей с преобладанием Melosira granulata (Ehr.) Ralfs., Stephanodiscus astreae (Ehr.) Grum. и др. Спорово-пыльцевые спектры отличаются примерно равным содержанием пыльцы темнохвойных и мелколиственных пород: Betula —42%, Alnus — 17, Abies — 31, Picea — 17%. Верхняя часть разреза голоцена представлена аллювием низких террас р.Шишкевича, а также отложениями пляжа и лагуны Буссе. К позднему голоцену относятся обнаруженные у пос. Озерное остатки типичной стоянки охотской культуры (местонахождение Озерск-II).

3. *Разрез Арково* расположен на западном побережье Сахалина, где в абразионных уступах вскрывается строение разновысотных террас и прибрежных увалов. Наиболее представительный из изученных разрезов — Арково, описанный еще Н.И. Тихоновичем и П.И. Полевым (1915), а впоследствии Г.С. Ганешиным (1959), А.Н. Александровой (1982) и Т.Н. Воскресенской и др. (1982), является стратотипическим для арковского надгоризонта и арковской свиты. В нем обнажается строение четырех различных по возрасту и генезису комплексов отложений: неогеновых, слагающих цоколь высоких террас; арковской свиты, образующей аккумулятивный покров прибрежных увалов высотой свыше 50—60 м (средний плейстоцен); 30—40-и 12—15-метровых террас долины р.Арково (поздний плейстоцен) и низких террас долины р.Арково (голоцен).

Неогеновые отложения — алевриты серые уплотненные и пески с включениями раковин плиоценовых моллюсков — отличаются сравнительно тонким и выдержанным по разрезу составом, хорошей сортировкой материала и следами гидроморфных процессов. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются обилием пыльцы древесных пород (57—71%), представленных пыльцой хвойных Pinus s.g. Haploxylon, P.s.g. Dyploxylon (33%), Picea sect. Omorica et Eupicea (до 9%), Tsuga (до 6%), Taxus (до 9%), а также Gingo (до 6%) и Taxodium (до 2%). Пыльца широколиственных пород составляет 23% и отличается богатством видов: Ulmus, Quercus, Tilia, Fagus, Juglans, Zelkova, Pterocarya, Carya, Rhus. Из трав отмечается в основном пыльца Cyperaceae и Ericaceae, из спор — Polypodiaceae. Комплекс харак-

теризует полидоминантные хвойно-широколиственные леса, типичные для плиоцена.

Отложения арковской свиты, составляющей арковский надгоризонт, залегают с глубоким размывом на неогеновых породах и подразделяются на три толщи: верхняя — переслаивание оторфованных алевритов и песков, средняя — слоистые алевриты, нижняя — песчано-галечные отложения с крупными древесными остатками. В составе гальки преобладают песчаники, алевролиты, кремнистые и туфогенные породы, слагающие Западно-Сахалинские горы. В минералогическом составе песчаной фракции господствуют ильменит и гранат, что свидетельствует о значительной роли в составе источников сноса подстилающих неогеновых пород.

В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза по сравнению с неогеновыми существенно уменьшается содержание пыльцы широколиственных пород, выпадают экзотические элементы, в значительных количествах появляется пыльца холодостойких пород. Основу комплекса составляет пыльца темнохвойных пород — Picea (до 54%), Abies (до 24%) с участием Pinus и Larix. Значительно участие пыльцы холодостойких растений — кустарниковой ольхи (Alnaster до 22%) и березки (Betula sect. Nanae до 20%), а также кедрового стланика (Pinus pumila до 13%) и ивы (Salix до 48%). Эти существенные изменения отражают значительное похолодание климата и косвенно свидетельствуют о продолжительности перерыва осадконакопления.

Выше, в толще слоистых алевритов, в составе спектров резко сокращается участие пыльцы древесных пород за счет возрастания травянистой (55—68%) растительности, среди которой доминируют Gramineae (до 60%) и Cyperaceae (до 65%) с примесью богатого разнотравья (Varia до 50%) и полыни (Artemisia до 14%). Отмечается резкое уменьшение пыльцы хвойных и почти полное отсутствие широколиственных пород. Обильна пыльца мелколиственных — Betula (до 32%) и Alnus (до 46%) при значительном участии пыльцы их кустарниковых форм — Alnaster (до 80%) и Betula sect. Nanae (до 18%); в отдельных горизонтах много ивы (Salix до 44%). Пыльца хвойных представлена Larix (до 15%) и Picea (до 16%). Споры имеют разнообразный состав, единично встречается плаунок сибирский — Selaginella sibirica.

Накопление отложений арковской свиты происходило в эпоху положительной полярности Брюнес. Определение радиоуглеродного возвраста по растительным остаткам дало запредельные датировки — более 40 тыс. лет (МГУ-650, МГУ-653), свидетельствующие об определенной древности осадков. Учитывая литологические отличия арковской свиты как от пород неогена, так и от перекрывающих верхнеплейстоценовых галечников, а также палинологические данные, мы считаем возможным отнести ее к среднему плейстоцену.

Верхнеплейстоценовые отложения 30—35-метровой террасы р.Арково отличаются исключительно грубым, преимущественно галечниковым составом и делятся на несколько разновозрастных аллювиальных пачек суммарной мощностью до 25 м. В основании, как и в разрезе высокого прибрежного увала, залегают хорошо сортированные галечники с прослоями песка и включениями ископаемой древесины. Перекрываются они пачкой плохо сортированных галечников с мелкими валунами, окрашенной от яркой охристо-бурой внизу до темно-бурой и серой вверху.

По петрографическому составу галечник террасы отличается от отложений прибрежного увала и от современного аллювия р.Арково большей ролью алевролитов и кремнистых пород и меньшей — песчаников и туфогенных образований. Аллювий формировался динамичными горными и полугорными речными потоками. Положение верховьев долины р.Арково в активно поднимающейся центральной части Северо-Камышового хребта, а устья этой долины — в условиях неоднократно менявшегося уровня моря предопределило литологические осо-

бенности: пестрый и изменчивый состав гальки, различную степень окатанности, неодинаковую интенсивность процессов минерального новообразования и др.

В палинологических спектрах нижней пачки преобладает пыльца холодостойких кустарников — Alnaster (до 26%) и Betula sect. Nanae (до 22%), а из трав — Gramineae (до 82%). Среди спор обнаружены Lycopodium pungens (до 13%). Выше в ожелезненных галечниках по составу спектров выделяются горизонты с повышенным участием пыльцы темнохвойных пород — Abies (до 46%) и Picea (до 37%), с преобладанием среди пыльцы трав Gramineae (до 58%) и Varia (до 21%), а среди спор — Polypodiaceae (до 64%) и Osmunda (до 24%), а также горизонты с большим (до 70%) количеством пыльцы травянистых растений и резким сокращением пыльцы хвойных пород в группе древесных за счет увеличения Alnaster (до 11%). Вероятно, в разрезе представлены отдельные фрагменты отложений теплых и влажных ритмов, характеризовавшихся развитием темнохвойной тайги, и холодных сухих эпох с ландшафтами кустарниковой тундры. Отложения террасы прямо намагничены. Принимая во внимание, что в них вложен аллювий 12—15-метровой террасы р.Арково, датированный концом плейстоцена, мы считаем возможным отнести их к первой половине позднего плейстоцена.

Верхнеплейстоценовые отложения 12—15-метровой террасы р.Арково представлены русловыми галечниками, перекрытыми отложениями пойменной фации, возраст которой по растительным остаткам 28,675±0,3 тыс. лет (МГУ-651). По петрографическому составу галечники имеют много общих черт с описанными для высокой террасы; в общих чертах сходен и их минералогический состав. В составе пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных пород (35—70%), представленная в основном пыльцой мелколиственных пород фригидных форм — Betula sect. Nanae (до 49%) и Alnaster (до 20%). Из хвойных отмечается пыльца Picea, Abies и Larix, а из широколиственных — Ulmus (до 3%). Пыльцу трав составляет в основном Gramineae (до 72%) с участием Cyperaceae (до 22%) и богатого разнотравья — Varia (до 40%). В группе спор доминирует Sphagnum (до 60%).

Голоценовые отложения представлены разнофациальными осадками 5—7-метровой террасы и поймы р.Арково. Качественный состав минеральных спектров и гальки остается постоянным, однако количественные соотношения компонентов меняются иногда довольно значительно, отражая частичные перестройки источников сноса. Обращает на себя внимание значительное сходство состава гальки современного руслового аллювия и р.Арково и высокого прибрежного увала. Состав спорово-пыльцевых спектров характеризуется некоторым преобладанием пыльцы древесных пород (до 44%), представленной в основном Alnaster (до 84%) и Alnus (до 48%) с участием хвойных — Picea (до 31%) и Abies (до 22%). Сумма пыльцы широколиственных пород не превышает 3%, однако отмечается некоторое обогащение ее видов — Ulmus, Quercus, Corylus, Tilia. Встречается пыльца древесных берез Betula (до 16%) и Salix (до 28%). Среди пыльцы трав преобладает Varia (до 76%) с участием Cyperaceae и Gramineae. Примечательно почти полное исчезновение пыльцы трав-ксерофитов — Artemisia и Chenopodiaceae. В группе спор увеличивается содержание Lycopodium (до 40%) нескольких видов за счет сокращения Bryales и Botrychium. Все это свидетельствует о накоплении голоценовых осадков в условиях потепления климата.

В пределах Поронайской депрессии изучены разрезы Вахрушево-Гастелло в прибрежных и Владимировка и Орловка во внутренней зонах.

4. *Разрез Вахрушево-Гастелло* расположен на западном побережье залива Терпения. Вдоль берега здесь прослеживаются цокольные террасы высотой 5—8, 12—15 и 50—60 м с покровом отложений соответственно голоценового, позднеплейстоценового и среднеплейстоценового возраста. В цоколе террас выходят песчаники маруямской свиты.

Наиболее древние из плейстоценовых образований, условно отнесенные к

среднему плейстоцену, вскрываются в разрезе 50—60-метровой террасы. Они представлены внизу крупными галечниками с валунами и линзами илов, а выше — пачкой переслаивающихся алевритов, илов и песков, иногда с включениями растительных остатков. В составе гальки преобладают окварцованные породы, туффиты и алевролиты. Палеомагнитные измерения показали, что все образцы намагничены по направлению современного магнитного поля Земли.

Отложения содержат два комплекса диатомовых водорослей, экологически и в возрастном отношении не совместимых. Пресноводные и пресноводно-солоноватоводные диатомеи озерно-болотного комплекса представлены 23 видами и разновидностями. Преобладают холодноводные виды: Eunotia praerupta Ehr.,E. clevi Grun., Achnanthes nodosa A.Cl., Pinnularia borealis и др. Большинство из них галофобы, предпочитающие неглубокие, заболоченные континентальные водоемы; почвенные виды и обрастатели: Tabellaria flocculossa (Roth.)Kütz., Eunotia lunaris (Ehr.) Grun., Pinnularia viridis (Nitzch.) Ehr., Navicula contenta Grun., Cymbella perpusilla A.Cl., C. ventricosa Kütz., Hantzschia amphixys (Ehr.) Grun, и др. Среди морских диатомей, по-видимому переотложенных, преобладают формы, характерные для неогена Сахалина, — это вымершие Melosira plaris Grun., V. sulata (Ehr.) Kütz., Stephanopyxis schenckii Kanaya., Danticulopsis lanta Bail.., Hyalodisens dantatus O.Korotk., Cymatosira debyi Temp. et Brun., Actinocyclus ingens Ratt., Coscinodiscus marginatus Ehr. Формирование осадков происходило в заболоченном мелководном континентальном водоеме в условиях холодного климата.

В качестве стратотипа нижне- и верхневахрушевского горизонтов выделен разрез 12—15-метровой террасы. В нижней части он сложен песками, перекрытыми торфом, выше — галечниками с мелкими валунами. Разрез венчается слоистыми супесчано-илистыми осадками с прослоями вишнево-красных туфов и покровным торфом.

В отложениях обнаружено множество пресноводных и пресноводно-солоноватоводных диатомовых водорослей, принадлежащих 84 видам и 19 родам. В их составе один планктонный вид (Tabellaria tenestrata) и обилие бентосных диатомей — обитателей неглубоких пресных заболоченных водоемов с господством холодоводных видов: Tetracyclus rupestris, Eunotia parallela, E. faba, E. kocheliensis, E.revoluta, E. sudetica, E. praerupta, E.diodon, E.lapponica, Pinnuralia borealis, Caloneis silicula v. alpina и др.

По данным палинологического анализа, песчаные осадки основания разреза формировались в относительно теплом и влажном климате. В их спектрах отмечается господство пыльцы деревьев и кустарников, прежде всего ели аянской и пихты (в сумме до 70%), лиственницы и кустарников березы и ольхи. Выше по разрезу резко сокращается содержание пыльцы ели, отсутствует пыльца пихты. Господствует пыльца ольховника и кустарниковой березки. Среди трав доминирует пыльца вересковцветных, злаков и осок, а среди спор — споры зеленых мхов и плаунов. В галечниках вновь преобладает пыльца древесных пород (ели до 43%, пихты до 22, ольхи до 25%). Выше в слое алевритов и песков господствует пыльца трав и кустарничков, представленная главным образом зернами вересковцветных и осок; среди пыльцы древесно-кустарниковых растений превалируют Betula sect. Nanae и Alnaster. Встречены споры Lycopodium appressum и L. alpinum.

Радиоуглеродная датировка торфа из основания террасы (37,95± 1,0 тыс. лет, МГУ - 166) и палинологические данные позволяют отнести время формирования отложений к эпохе, переходной от второго позднеплейстоценового потепления ко второму (максимальному) позднеплейстоценовому похолоданию.

5. *Разрез Владимировка* вскрывает строение низких водораздельных увалов на восточном побережье залива Терпения западнее устья р.Владимировки. Изученность его относительно высокая (Цыганова и др., 1962; Беспалый, 1963;

Гальцев-Безюк, Полунин, 1975; Александрова, 1982; и др.). Несмотря на множество стратиграфических перерывов, разрез включает отложения всех крупных подразделений плейстоцена и выделен как стратотип владимировского горизонта (конец позднего плейстоцена).

Вскрытые в абразионном обрыве отложения имеют пестрый состав — от илов и лигнита до галечников, неоднократно чередующихся между собой. За исключением покровного торфа, отложения имеют несомненный водный генезис. На это указывают их состав, текстура и ископаемые находки. В то же время отложения в большинстве своем не содержат полного "набора" признаков, неоднозначно свидетельствующих либо об аллювиальном, либо о морском генезисе.

В основании разреза плейстоцена на грубообломочных породах неогена с размывом залегают нижнеплейстоценовые аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения (см. рис. 2, слой 14), содержащие обильные споры (до 60%) и пыльцу древесно-кустарниковой группы (30%), среди которой доминирует пыльца ольхи, ольховника и карликовой березы. Судя по составу спектров, климат в то время был прохладнее, чем современный на юге Поронайской депрессии.

Среднеплейстоценовые отложения (слой 13—12) представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными песками и гравийниками с растительными остатками. В спектрах отмечается увеличение доли спор (28—41%); среди пыльцы древесной растительности многочисленны микрофоссилии ольхи (до 20%), хвойных (лиственницы, пихты, ели) и широколиственных пород (граба, дуба, вяза). Это позволяет предполагать широкое развитие лесов из темнохвойных пород с примесью широколиственных, что указывает на потепление и увлажнение климата.

Лежащие выше озерно-болотные алевриты с прослоями лигнитов (слои 11—8) содержат обильные споры сфагновых мхов. Среди разнообразной пыльцы древесно-кустарниковой группы много ольхи, кустарниковой и древесной форм березы, меньше — ели, пихты, корейского кедра, сосны и т.д. Среди пыльцы трав и кустарников превалируют микрофоссилии вересковых, осок и полыни. Судя по спектарм, отложения формировались в эпоху господства открытых заболоченных ландшафтов. В растительном покрове сфагновых болот принимали участие эрикоидные кустарнички, кустарниковые формы березы и ольхи. Широкое развитие имели ольшаники. Самые благоприятные места обитания занимали лесные участки из ели, пихты, дуба, граба и лещины. Заметное участие в спектрах пыльцы полыни и присутствие неморально-бореального скального вида Polypodium virgianum свидетельствуют о развитии каменистых россыпей и скальных обнажений. Климат был прохладнее современного.

Выше по разрезу залегают аллювиальные и озерно-болотные пески, алевриты и лигниты (слои 7—4). Судя по радиоуглеродной датировке (31,0 ± 1,0 тыс. лет, ГИН-415), накопление растительных остатков относится ко второй половине позднего плейстоцена. Разнообразие палиноспектров, среди которых господствуют споры сфагнов (до 99%), и наличие в верхней и нижней частях описываемого интервала разреза многочисленной пыльцы хвойных деревьев (пихты, ели) с примесью широколиственных элементов (граба, дуба и т.д.) свидетельствуют о неоднократной смене климата и растительности: в начале и в конце этого интервала два потепления и существование темнохвойной тайги, разделенные похолоданием.

Верхняя часть разреза (слои 3—2) представляет стратотип владимировских слоев и верхнего горизонта позднего плейстоцена. Здесь преобладают несортированные либо плохо сортированные супесчано-щебнистые образования, накопление которых, по-видимому, осуществлялось временными водотоками на низменной озерно-аллювиальной равнине при начавшемся ухудшении климата. На это указывает состав ископаемых палиноспектров, в которых устанавливается

выпадение пыльцы наиболее термофильных древесных пород (пихты, граба) и обилие пыльцы трав и кустарничков (56—58%) с доминантами — вересковыми и разнотравьем. В максимум похолодания криоксеротические условия вызвали на прибрежной низменности почти полную деградацию лесных ценозов, сменившихся открытыми тундровыми ландшафтами.

Венчающие разрез увала залежи покровного торфа формировались на водоупоре из плотных илистых грунтов в середине голоцена (5,38 ± 0,25 тыс. лет, МГУ-914) в относительно теплом и влажном климате. На это указывает заметное присутствие в палинологических спектрах пыльцы широколиственных пород: дуба, вяза, граба, ольхи и лещины.

6. *Разрез Орловка*. В долине вскрыто строение четырех надпойменных террас. В цоколе наиболее древней 40—50-метровой IV террасы выходят неогеновые пески и песчаники с фауной морских моллюсков. В аллювии террасы выделяется четыре цикла осадков, разделенных размывами. Каждый цикл в нижней части представлен галечниками в песчаном и гравийном заполнителе, а в верхней — комплексом пойменно-старичных супесчано-илистых образований. Палеомагнитный анализ пойменных фаций показал, что все слагающие их отложения имеют прямую остаточную намагниченность (эпоха Брюнес).

Отложения нижнего цикла отнесены ко второй половине среднего плейстоцена. Они охарактеризованы "холодными" спорово-пыльцевыми спектрами, в которых преобладает пыльца трав (46—60%) с господством Gramineae и участием Cyperaceae, Ericaceae и Varia. Пыльца древесных включает в основном Betula и Alnus и их кустарниковые формы. Разнообразны споры, в том числе Lycopodium. Лежащий выше аллювий второго и третьего циклов, по-видимому, накапливался в самом конце среднего — начале позднего плейстоцена. Палинологические спектры этих циклов близки: преобладает пыльца древесных пород Betula, Alnus, встречаются их кустарниковые формы (Betula sect. Nanae и Alnaster), Abies, Picea, Pinus, отмечается пыльца широколиственных пород — Quercus, Corylus, Ulmus. В группе травянистых растений доминирует пыльца Gramineae и Varia с участием ксерофитов Artemisia и Chenopodiaceae. Среди спор много различных Lycopodium. Венчающие разрез террасы пойменные и русловые отложения четвертого цикла содержат обильную пыльцу темнохвойных пород (Abies, Picea и Pinus) со значительным количеством пыльцы широколиственных (Quercus, Corylus, Ulmus и др.). Это свидетельствует, что отложения формировались при климате теплее современного в начале позднего плейстоцена.

Аллювий третьей террасы (15 м), имеющей эрозионно-аккумулятивное строение, относится к концу позднего плейстоцена и образует один цикл — в основании лежат русловые галечники, а выше пойменные супеси. В голоценовом аллювии второй (7—8 м) и первой (5 м) террас выделяются соответственно два и один циклы.

В целом цикличность накопления аллювия в долине р. Орловки, несомненно, отражает сложное взаимоотношение многих факторов на фоне саморазвития долины как сложной гидрологической системы.

Прекрасная обнаженность и полнота разрезов аллювия террас р. Орловки позволяют рассматривать эти разрезы как литотипические, а отложения четвертого цикла высокой террасы считать стратотипом нижнего (орловского) горизонта позднего плейстоцена Сахалина.

КОРРЕЛЯЦИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

В основу сопоставления и стратификации опорных разрезов Сахалина положены данные о положении отложений в конкретных и сводных геологических разрезах, геоморфологическая ситуация, палеонтологические материалы, результаты палеомагнитного и радиоуглеродного анализов (см. рис. 2). При расчленении четвертичных отложений и построении региональной стратигра-

фической шкалы нами вслед за Г.С. Ганешиным (1970) и А.Н. Александровой (1982) были использованы климатостратиграфические критерии. В опорных разрезах Сахалина вскрыты отложения верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые, нижне-, средне- и верхнеплейстоценовые и голоценовые (рис. 3), залегающие с размывом на неогеновых породах.

Верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовые образования представлены мощной толщей терригенных, преимущественно ритмично-слоистых прибрежно-морских и лагунных отложений усть-бачинской свиты. В нижней части они имеют обратную остаточную намагниченность (эпоха Матуяма), а в верхней — прямую (эпоха Брюнес). Состав диатомей показывает, что осадконакопление вначале осуществлялось в морских условиях, а позднее — при чередовании морской и континентальной обстановок. По палинологическим данным, климат в конце позднего плиоцена был прохладным, близким современному, а в начале плейстоцена — более теплым.

К концу *раннего плейстоцена*, вероятно, относятся вскрытые в основании разреза Владимировка ожелезненные гравийники с галькой, песком, линзами торфа и многочисленными древесными остатками. Отложения характеризуются палиноспектрами, в которых главная роль принадлежит пыльце ольхи и кустарников (Betula sect. Nanae, Alnaster, Pinus pumila), что указывает на прохладные климатические условия.

Среднеплейстоценовые отложения, представленные арковской свитой, исследованы по разрезам Арково, Владимировка и Вахрушево-Гастелло. Среди них выделены два горизонта, составляющие арковский надгоризонт. Нижний, преимущественно терригенный, грубого состава, с ископаемой древесиной, охарактеризован спектрами с господством пыльцы термофильных растений. Верхний, более тонкого состава, содержит пыльцу холодостойких растений, указывающую на холодные климатические условия. В разрезе Вахрушево-Гастелло отложения этого возраста содержат многочисленные диатомеи холодных озер и болот. Возможно, к концу среднего плейстоцена относится и аллювий нижней части разреза 40—50-метровой террасы р. Орловки.

Верхнеплейстоценовые отложения присутствуют в большинстве изученных разрезов, покрывая водораздельные увалы, слагая аккумулятивный чехол высоких и средневысотных речных и морских (?) террас и цоколь более низких террас. В основании и кровле отмечаются явственные следы перерыва или размыва. Состав отложений разнообразный, преимущественно галечный и песчано-галечный. В них установлена остаточная прямая намагниченность (эпоха Брюнес) и получены радиоуглеродные датировки: 24,3 ± 0,45 (СОАН-619), 27,65 ± 0,93 (СОАН-93), 29,675 ± 0,3 (МГУ-651), 31,0 ± 1,0 (ГИН-415), 37,95 ± 1,0 (МГУ-666), 40,3 ± ± 0,26 (СОАН-115) тыс. лет. Зафиксированная в полных разрезах последовательная смена палинологических спектров с учетом положения слоев в разрезах позволила подразделить верхнеплейстоценовые образования на четыре горизонта: орловский, нижне- и верхневахрушинский и владимировский (см. рис. 2,3).

Голоценовые отложения представлены разнообразными фациально-генетическими типами: морскими, лагунными, аллювиальными и др., стратиграфическое положение которых контролируется геоморфологической ситуацией и многочисленными радиоуглеродными датировками. Отложения образуют два разновозрастных уровня: высокий (5—8 м) и низкий (1—3 м). Для высокого уровня характерно развитие органогенных накоплений. В основании разреза обычно фиксируются следы перерыва. Нижняя граница голоцена четко отбивается по палинологическим материалам, позволяющим детально расчленять голоценовые образования. Наиболее широко развиты отложения низкого уровня (пляжа, кос, баров, пересыпей, речных пойм), занимающие значительные площади на побережьях и в депрессиях. К ним часто приурочены памятники охотской культуры,

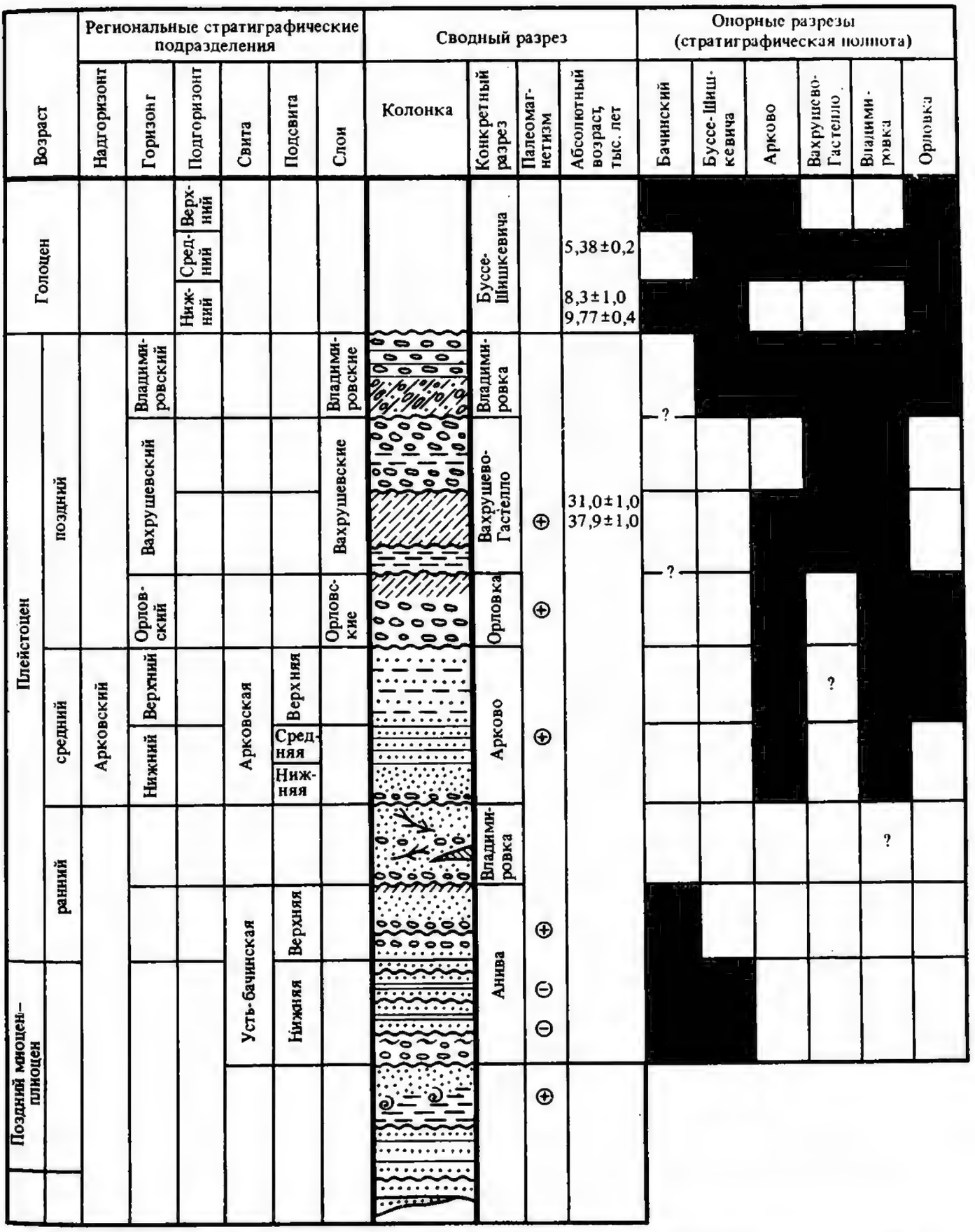


Рис. 3. Сводный разрез новейших отложений Сахалина и стратиграфическая полнота разрезов
Условные обозначения см. на рис. 2

датируемые началом II—I тысячелетием до н.э., т.е. началом железного века (Васильевский, Голубев, 1976).

В целом для новейших отложений опорных разрезов Сахалина характерны следующие особенности:

1. Последовательная смена отложений, формировавшихся в относительно

теплых и холодных климатических условиях. Это позволяет использовать климатостратиграфический критерий для расчленения разреза плейстоценовых отложений и выделения стратотипических разрезов в ранге региональных стратиграфических подразделений.

2. Неполнота "геологической летописи", что выражается в выпадении из конкретных разрезов некоторых стратиграфических горизонтов. Наиболее крупные перерывы устанавливаются на границе плиоцена и плейстоцена (исключение — разрез Анива), в конце раннего — начале среднего плейстоцена и между поздним плейстоценом и голоценом.

3. Радикальная смена условий осадконакопления на Сахалине приходится на конец плиоцена — эпоху обмеления и исчезновения неогеновых бассейнов и начала накопления преимущественно континентальных обломочных фаций.

4. Во всех изученных разрезах в разной степени проявляются следы периодичности (повторяемости) осадконакопления — от крупных циклов в аллювии до мелкой ритмичности в озерных отложениях. В формировании крупных серий отложений, несомненно, отразились и тектонические и климатические факторы, в образовании мезоритмов в аллювии — процессы саморазвития речных долин, а в микроритмике озерного типа — сезонность климатических явлений.

ABSTRACT

The results of the complex analysis of some Sakhalin key sections of Quaternary deposits on the Aniva and the Terpenya Gulf coasts, the Tatar Strait and the Poronai depression are discussed. Summary stratigrafic section is described. New stratotypes have been distinguished, incompleteness of geological chronicle has been showed, sedimentation cycles and succession of layers of cold and warm climatic rhythms have been determined.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.

Беспалый В.Г. Проблема нижней границы четвертичных отложений о. Сахалин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 7. С. 94—100.

Васильевский Р.С., Голубев В.А. Древние поселения на Сахалине (Сусунайская стоянка). Новосибирск: Наука, 1976. 75 с.

Воскресенская Т.Н., Алешинская З.В., Шумова Г.М. Новые данные о строении прибрежных террас Сахалина // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1982. Сб. 8. С. 146—152.

Гальцев-Безюк С.Л., Полунин Г.В. О нижней границе четвертичной системы на Сахалине // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975. С. 83—93.

Ганешин Г.С. Материалы по геоморфологии и четвертичной геологии Сахалина // Четвертичная геология и геоморфология. М.: Недра, 1959. № 15. С. 93—98.

Ганешин Г.С. Четвертичная система // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 33. С. 255—267.

Ганешин Г.С., Соловьев В.В. Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. Т. 172. 1971. С. 92—98.

Тихонович Н.Н., Полевой П.И. Геоморфологический очерк Русского Сахалина // Тр. Геол. ком. Н. С. Петроград, 1915. Вып. 120. 175 с.

Цыганова Л.И., Захарова М.А., Тарасевич Ю.Н. К познанию четвертичных отложений побережья залива Терпения // Тр. Сахалин. компл. н.-и. ин-та. Южно-Сахалинск, 1962. Вып. 12. С. 52—57.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

УДК 551.79:550.86(265.1)

М.П. ЧЕХОВСКАЯ, И.И. БУРМИСТРОВА

ФОРАМИНИФЕРЫ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В СУБАНТАРКТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В последнее десятилетие одним из развивающихся направлений палеоокеанологии является исследование истории глубоководной циркуляции. Цель исследования состоит в выявлении характера связи палеоциркуляции с различными природными процессами, что важно не только для понимания эволюции Земли в прошлом, но и для прогнозирования ее будущего. Наибольший интерес вызывает плейстоценовая история океана. Результаты геохимических и палеонтологических исследований, проведенных пока на немногочисленных колонках преимущественно из отложений последнего крупного климатического цикла, охватывающего 140 тыс. лет, свидетельствуют, что в прошлом, как и в настоящее время, глубоководная циркуляция была тесно связана с климатом (Duplessy, Shackleton, 1985). Установлено, что глобальные климатические флуктуации вызывали преобразования в вертикальной структуре водных масс. Характер этих преобразований в разных бассейнах и на разных глубинах, очевидно, был разным, и для построения модели эволюции глобальной циркуляции океана для какого-либо климатического периода, даже последних 140 тыс. лет, данных пока слишком мало. Еще менее изучена более ранняя история циркуляции океана.

Авторами настоящей работы на основе изучения фораминифер в колонке донных отложений сделана попытка проследить эволюцию некоторых характеристик поверхностных и придонных вод в южной части Тихого океана за время около 800 тыс. л.н. Колонка получена в 14-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" у подножия Восточно-Тихоокеанского поднятия на ст. 984 на глубине 4830 м (координаты 135°57'3 з.д., 48°30'9 ю.ш.). Общая мощность вскрытых отложений составила 510 см, время образования охватывает поздний плиоцен и плейстоцен.

По отношению к современной гидрологической структуре станция расположена на 5—7° севернее южного полярного фронта (ЮПФ), на северной периферии Антарктического циркумполярного течения. Полярный фронт является важной гидрологической и биогеографической границей. К северу от фронта распространены теплые высокосоленые и бедные биогенными элементами поверхностные воды, а к югу — холодные низкосоленые и продуктивные воды (Бурков, 1980). Вследствие этого ЮПФ является и фациальной границей осадков. К северу от фронта на дне распространены карбонатные илы, формирующиеся за счет поступления из поверхностных вод раковин планктонных фораминифер и кокколитов, а южнее ЮПФ накапливаются кремнистые илы, состоящие преимущественно из створок диатомей и панцирей радиолярий, обильно развивающихся в водах (Лисицын, 1970). Циркумполярное течение охватывает всю толщу вод

вокруг Антарктиды, проникая до дна. В ряде районов от течения отделяются ветви, переносящие глубинные и придонные воды на север к экватору. Одна из этих ветвей циркулирует над Восточно-Тихоокеанским поднятием (Бурков, 1980). Измерения скорости течения придонных вод пока единичны. Известно, что она может превышать 20 см/с.

Литология, стратиграфия и возраст отложений колонки ст. 984. Вскрытый разрез отложений литологически неоднороден. Нижняя часть, 510—235 см, представлена коричневыми пятнистыми бескарбонатными диатомовыми илами, на уровне 485 см обогащенными Co, Ni, Cu с включениями железомарганцевых конкреций. Верхняя часть колонки, 0—235 см, сложена светлыми слабокарбонатными и карбонатными песчано-алевритовыми илами. В их составе преобладают раковины фораминифер и их фрагменты (до 50%), кокколиты (30—40%); доля диатомей не превышает 20%. В интервале 150—235 см присутствуют два горизонта с повышенным содержанием Co, Ni, Cu и конкреций. Наблюдается постепенный переход от бескарбонатных илов к карбонатным.

Возраст и расчленение бескарбонатных отложений основаны на изучении диатомей, кокколитов и палеомагнитных данных (Мухина, 1978; Дмитренко и др., 1979). Предполагается, что возраст основания разреза (480—510 см) несколько древнее 2,4 млн лет. Граница плиоцена и плейстоцена, соответствующая событию Олдувей, определена на уровне 410 см. В плейстоценовой части разреза датированы следующие уровни. Возрасту 0,73 млн лет отвечает уровень 190 см, где фиксируется граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма. Этот рубеж маркируется также исчезновением Rhizosolenia curvirostris Jouse в диатомовой флоре. Возраст уровня 122 см по скорости осадконакопления, рассчитанной для верхней части разреза по распаду йония, определен В.М. Купцовым в 380 тыс. лет. По нашим данным, этот слой несколько моложе. По распределению планктонных фораминифер возрасту 300 тыс. лет отвечает уровень 115 см, где происходит замещение Globorotalia crassaformis (Galloway and Wissler) видом G. truncatulinoides (d'Orbigny). Приуроченность этого события в субантарктической области ко времени 300 тыс. лет была выявлена ранее Д. Кеннеттом (Kennett, 1970)

Ассоциация фораминифер и палеогидрология в районе ст. 984 в позднем плейстоцене. Фораминиферы обнаружены только в карбонатных отложениях разреза, в диапазоне 0—293 см. Состав фораминифер был изучен в 61 пробе осадков этой части разреза, отобранных с интервалом в 2—5 см. Во фракциях осадка более 0,25 мм и 0,25—0,1 мм определялось количественное соотношение: а) раковин планктонных и бентосных видов в суммарном комплексе фораминифер; б) целых раковин и их фрагментов в планктонных ассоциациях; в) право- и левозавернутых форм Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg); г) отдельных видов в планктонных и бентосных ассоциациях. Анализ этих характеристик послужил основой для реконструкции гидрологической обстановки в районе станции в позднем плейстоцене.

В интервале 293—221 см в кремнисто-карбонатных осадках комплексы фораминифер таксономически бедны и малочисленны (рис. 1). В составе планктонных ассоциаций встречены Globigerina bulloides (d'Orbigny), Globorotalia inflata (d'Orbigny), G. crassaformis, Neogloboquadrina pachyderma. Среди бентосных фораминифер больше половины составляет вид Nuttallides umbonifera (Cushman). Присутствие большого числа фрагментов раковин и следы сильной коррозии на единичных целых экземплярах фораминифер свидетельствуют об агрессивной к карбонатам среде.

Выше 220 см в карбонатных песчано-алевритовых отложениях колонки фораминиферы обильны и их ассоциации более разнообразны. В интервале колонки 220—145 см планктонные ассоциации представлены теми же видами, что и в подстилающих отложениях, но они более многочисленны и имеют четко выраженную структуру, характерной чертой которой является доминирование

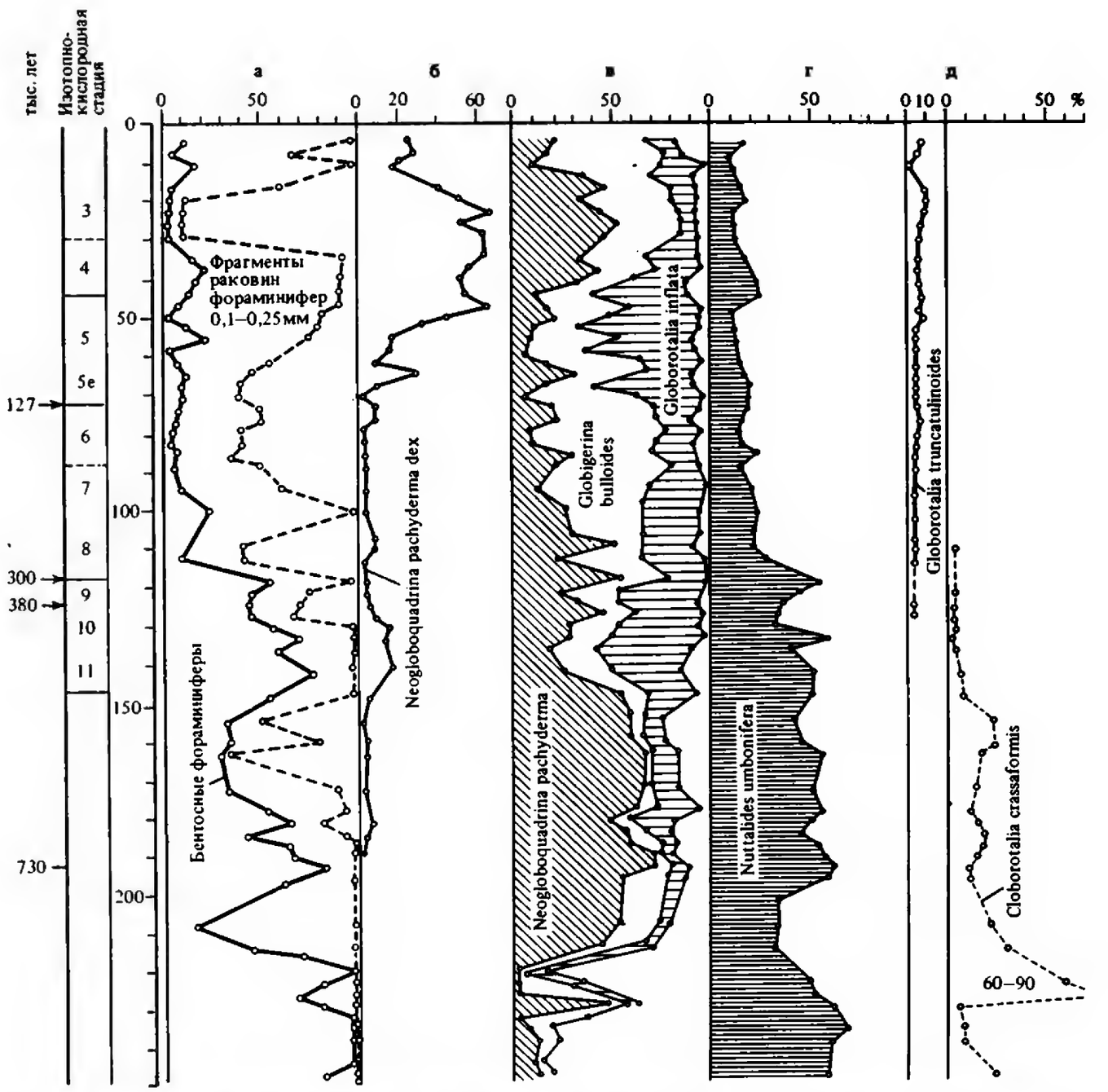


Рис. 1. Распределение фораминифер в колонке со ст. 984

а **— количественное соотношение бентосных и планктонных фораминифер в ассоциации (более 0,1 мм) и содержание фрагментов раковин фораминифер;** ***б*** **— содержание правозавернутых форм вида Neogloboquadrina pachyderma;** ***в*** **— соотношение видов в планктонной ассоциации;** ***г*** **— содержание вида Nuttallides umbonifera в бентосной ассоциации;** ***д*** **— распределение видов Globorotalia crassaformis и G. truncatulinoides в разрезе**

Neogloboquadrina pachyderma. В большей части проб вид составляет 50—70%. Доля Globigerina bulloides и Globorotalia inflata колеблется между 1 и 22% каждого. Neogloboquadrina pachyderma — самый холодноводный вид планктонных фораминифер, абсолютное доминирование которого характерно для биоценоза полярных широт Арктики и Антарктики (Be, 1977). Столь высокое содержание его в осадках колонки в интервале 220—145 см указывает на более холодноводные, чем современные, поверхностные воды с температурным режимом, близким к полярному (около 5°С).

Придонная обстановка была наиболее агрессивной к карбонатам во время накопления слоев осадков 175—200 см, что выразилось в значительной фрагментарности планктонных ассоциаций и в преобладании бентосных форм (70—80%) · над планктонными вследствие большей устойчивости первых к

растворению. В бентосных ассоциациях доминирует Nuttallides umbonifera, что обычно для сообществ районов распространения придонных антарктических вод, самой глубоководной холодной, недонасыщенной карбонатными йонами водной массы Мирового океана. Однако столь высокое содержание N. umbonifera указывает на крайне агрессивную к карбонатам среду, критическую для обитания сопутствующих видов.

В период формирования отложений колонки 145—115 см гидрохимическая обстановка на дне была такой же, как и во время накопления слоя 175—200 см, судя по сохранности планктонных фораминифер и соотношению их с бентосными формами. Условия в поверхностных водах, напротив, резко изменились. В планктонных ассоциациях преобладающим видом становится Globorotalia inflata (40—50%), а доля Neogloboquadrina pachyderma сокращается до 20—30%. Эти преобразования свидетельствуют о значительном потеплении поверхностных вод и температурном режиме, близком к современному в районе станции, к условиям переходной зоны между субполярной и субтропической областью (5—10°С) (Echols, Kennett, 1973). Globorotalia inflata является значительно более тепловодной формой, чем Neogloboquadrina pachyderma и Globigerina bulloides. Этот вид в Тихом океане наиболее обилен в широтной зоне между 25 и 50° ю.ш., а в полярной области южнее 65° ю.ш. он не встречается. На потепление вод указывает и присутствие в интервале колонки 145—115 см тепловодных диатомовых водорослей (Мухина, 1978), а также увеличение содержания до 20% правозавернутых форм среди Neogloboquadrina pachyderma.

Возраст верхней границы этого интервала определен примерно в 300 тыс. лет. По изотопно-кислородной хронологии это возраст границы 8 и 9 стадий (Imbrie et al. 1984; Peterson, Prell, 1985). Исходя из средней скорости осадконакопления для периода 730—300 тыс. лет в 1,8 мм/тыс лет, время формирования слоя 145—115 см должно составлять примерно 160 тыс. лет. В таком случае эти отложения отвечают изотопно-кислородным стадиям 9—11 с преобладающими условиями межледниковий.

Отложения интервала колонки 115—5 см, сформировавшиеся в последние 300 тыс. лет, в целом накапливались в условиях менее активного растворения на дне, чем в предшествующее время. В составе фораминифер этих отложений повсеместно преобладают планктонные формы, доля фрагментов раковин сравнительно невелика. Бентосные ассоциации в них характеризуются большим видовым разнообразием. Доля Nuttallides umbonifera в них уменьшается до 10—22%, возрастает содержание нижнебатиальных форм. Однако, как видно из кривых, отражающих изменение в составе фораминиферовых ассоциаций в последние 300 тыс. лет, поверхностная и придонная гидрология не оставалась неизменной.

Состав и структура планктонных комплексов в интервале колонки 115—70 см отвечают условиям субантарктической области (Be, 1977). В большинстве проб преобладающим видом является Globigerina bulloides — 50—60% ассоциации, что характерно для современных сообществ субантарктической области, где температура поверхностных вод составляет 5—10°С. Наиболее холодноводные условия были, вероятно, во время отложения слоев 115—105 и 90—75 см. В них отмечено увеличение содержания Neogloboquadrina pachyderma и сокращение доли Globorotalia inflata. Соответственно изменениям в поверхностных водах менялась и придонная гидрология. Растворение было сравнительно слабым в холодные периоды и возрастало в теплые периоды.

Состав фораминифер в интервале разреза 70—40 см свидетельствует о значительном потеплении поверхностных вод в районе станции в период их накопления. Доминирующим видом в планктонных ассоциациях становится Globorotalia inflata. Доля его преимущественно составляет 35—65%, содержание Neogloboquadrina pachyderma колеблется от 7 до 20%, Globigerina bulloides — 20—47%.

Такой состав планктонной ассоциации отвечает температурному режиму вод переходной зоны между субтропической и субантарктической областью (10—18°С). В этих отложениях отмечено увеличение содержания правозавернутых форм Neogloboquadrina pachyderma, а в слое 70—55 см — появление тепловодных диатомовых водорослей (Мухина, 1978). Исходя из установленных датировок и палеоэкологического анализа фораминифер, этот период значительного и длительного потепления сопоставляется с 5-й межледниковой стадией изотопно-кислородной шкалы и отвечает возрастному диапазону 127—80 тыс. лет. Следовательно, отложения интервала колонки 115—70 см сформировались за время от 300 до 127 тыс. л.н. и отвечают стадиям 8, 7, 6. За время накопления отложений интервала 70—40 см, которое сопоставляется с межледниковьем 5-й стадии, карбонатное растворение на дне постепенно усиливалось, что выражено в увеличении вверх по разрезу содержания фрагментов раковин планктонных видов и доли бентосных форм в суммарном комплексе фораминифер. Периоды наиболее активного растворения отмечены повышением роли Nuttallides umbonifera в бентосных ассоциациях.

Преобразования в структуре планктонных фораминифер, наблюдаемые на уровне колонки 40 см, указывают на резкое похолодание поверхностных вод. Доля тепловодного Globorotalia inflata в составе ассоциаций, распространенных в интервале 40—12 см, не превышает 20%, сокращаясь вверх по разрезу до 5—10%. Преобладающими формами становятся Neogloboquadrina pachyderma и Globigerina bulloides. Их суммарное содержание достигает 68—85% комплекса, причем особенно заметно в сравнении с ассоциацией нижележащих осадков возрастает составляющая первого вида. Отмеченные изменения в структуре планктонных ассоциаций могли быть следствием значительного смещения к северу полярного фронта с наступлением похолодания, отвечающего ледниковью изотопно-кислородной стадии 4, которое продолжалось и в стадию 3. В эти периоды станция располагалась в субантарктической зоне. Высокое содержание Neogloboquadrina pachyderma позволяет предполагать близость фронта и температуру вод около 5°С. Отступление полярного фронта к югу произошло, вероятно, только ко времени отложения самой верхней части осадков колонки — слоя 5—12 см, где отмечено уменьшение содержания N. pachyderma. Придонная гидрология за время накопления осадков интервала 40—5 см изменялась дважды. Вначале (стадия 4) растворение карбонатов происходило столь же активно, как и в конце стадии 5. В период отложения слоя 20—30 см интенсивность его уменьшилась, но затем растворение снова активизировалось, что хорошо видно на кривых содержания бентосных форм и фрагментов раковин планктонных видов.

Таким образом, изучение фораминифер в колонке отложений, вскрытых на ст. 984, позволило проследить эволюцию некоторых характеристик поверхностных и придонных вод в южной части Тихого океана в позднем плейстоцене. На основе изменений в составе планктонных фораминифер выявлены слои осадков, отвечающие определенным климатическим событиям, которые сопоставляются с ледниково-межледниковыми стадиями изотопно-кислородной шкалы. Состав бентосных фораминифер показал, что дно в районе станции в течение позднего плейстоцена постоянно находилось в зоне влияния придонных антарктических вод. Их физико-химические характеристики менялись. В период 730—300 тыс. л.н. придонные воды были более агрессивны к карбонатному материалу, чем в последующее время. Существенное улучшение сохранности фораминфер на рубеже 300 тыс. л.н. ранее отмечалось и в других разрезах глубоководных отложений субантарктической области Тихого океана (Чеховская, 1982), а также южной части Индийского океана (Peterson, Prell, 1985). Несомненно, ослабление растворяющей активности придонных антарктических вод в этот период плейстоцена было следствием события, имевшего глобальный характер, природу

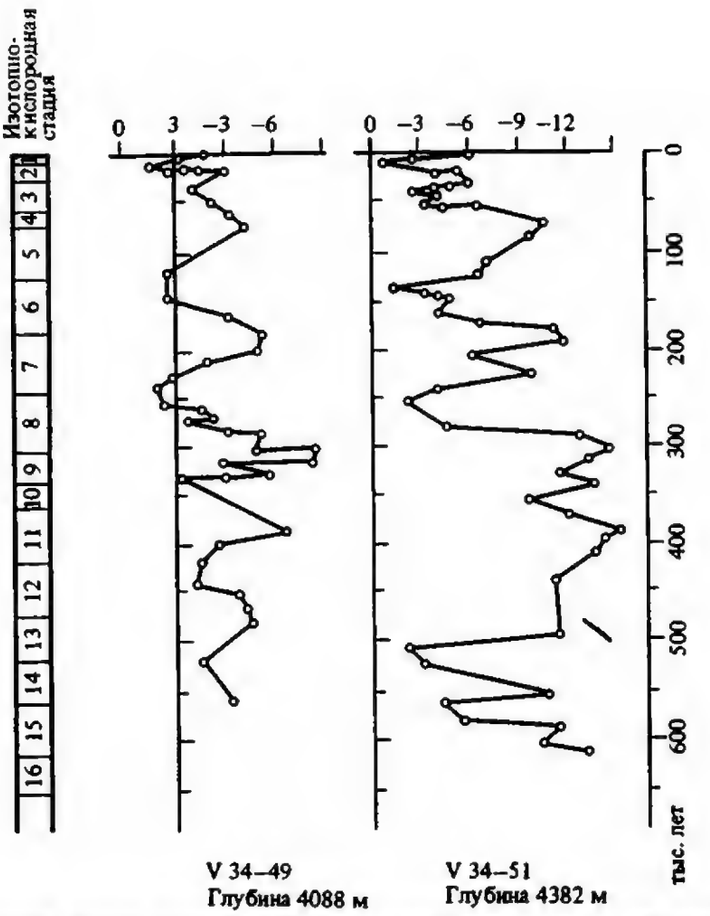


Рис. 2. Изменения значений вычисленного индекса карбонатного растворения для колонок
Уменьшение значений указывает на ухудшение сохранности раковин планктонных фораминифер в осадках (Peterson, Prell, 1985)

которого пока трудно объяснить. Возможно, это произошло в результате значительного потепления климата. Связь придонной гидрологии с эволюцией климата в позднем плейстоцене четко проявилась в изученном разрезе в изменениях сохранности планктонных фораминифер в отложениях, отвечающих климатическим стадиям изотопно-кислородной шкалы 6—3 (приблизительно от 140 до 50—60 тыс. л.н.).

Придонные воды были слабо агрессивны к карбонатам в период перехода от "холодной" стадии 6 к теплой стадии 5 и во время полного межледниковья — 5e. В стадию 5 их растворяющее влияние постепенно возрастало, достигнув максимума в конце стадии 5 и в ледниковье стадии 4. Интенсивность растворения ослабла при переходе к стадии 3, но затем вновь быстро возросла. Подобная тенденция в изменении сохранности раковин фораминифер в период, охватывающий изотопно-кислородные стадии 6—3, Л.К. Петерсоном и В.Л. Преллем (Peterson, Prell, 1985) была обнаружена и в колонках отложений Индийского океана (рис. 2). Как известно, карбонатное растворение возрастает при увеличении содержания растворенной углекислоты в водах, при понижении их температуры, активизации динамики потока, увеличении давления (глубины). Результаты проведенного в последние годы детального изучения изотопного состава кислорода и углерода планктонных и бентосных фораминифер из колонок отложений последних 140 тыс. лет различных районов Мирового океана указывают на то, что во время глобальных похолоданий температура глубинных вод была ниже современной более чем на 2°С (Labeyrie et al., 1987). Первое резкое падение температуры произошло между 115 и 110 тыс. л.н. В течение всего ледниковья, охватывавшего переходный период между 5-й и 4-й стадиями и стадии 3 и 2, температура глубинных вод циркумполярного течения была ниже 0°С, а в экваториальной части Тихого океана — около 0°С. Эти воды заполняли,

вероятно, все котловины Мирового океана глубже 3000 м. Понижение температуры абиссальных вод, способствовавшие большей растворимости CO_2 и O_2, явилось, по-видимому, тем фактором, который вызвал активизацию растворения карбонатов на дне в исследованном районе во второй половине межледниковой стадии 5.

ABSTRACT

Marked changes of sea-surface temperature and the carbonate dissolution intensity of the bottom water during the past 800 kyr BP are revealed by a detailed study of planktonic and benthic foraminifera from sediment core in Southern Pacific ocean taken at 4830 m depth. The strong dissolution occurred between 800 and 300 kyr BP. During the latest 300 kyr dissolution decreased and its intensity change had been associated with climatic fluctuations. The dissolution increase at the middle of interglacial oxygen isotopic stage 5 may have been linked with decrease of temperature and increase of solubility of CO_2 and O_2 of bottom water due to inception the last glaciation.

ЛИТЕРАТУРА

Бурков В.А. Общая циркуляция Мирового океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 253 с.

Дмитренко О.Б., Купцов В.М., Линькова Т.И. и др. Сопряженный анализ определения скоростей осадкообразования по данным ионниевого, палеомагнитного и биостратиграфического методов // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 96—105.

Лисицын А.П. Аморфный кремнезем в донных осадках // Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. С. 13—15.

Мухина В.В. Биостратиграфические исследования в субантарктической области Тихого океана // Морская микропалеонтология М.: Наука, 1978. С. 19—29.

Чеховская М.П. Условия формирования ассоциаций планктонных фораминифер плейстоценовых отложений северного склона котловины Беллинсгаузена // Там же. 1982. С. 44—56.

Be A.W.H. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic Foraminifera // Oceanic micropaleontology. 1977. Vol. 1. P. 1—100.

Duplessy J.-C., Shackleton N.J. Response of global deep — water circulation ot Earth's climatic change 135 000 — 107 000 years ago // Nature. 1985. Vol. 316, N 6028. P. 500—507.

Echols R., Kennett J.P. Distribution of Foraminifera in the surface sediments // Marine sediments of the Southern oceans, (Antarct. Map Folio Ser.; N 17): Amer. Geog. Sos., 1973. P. 13—17.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.C., McIntyre A., Mix A.C., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta\,^{18}O$ record // Milankovitch and climate: Understanding the response to astronomical forcing. 1984. Pt 1. P. 296—306.

Kennett J.P. Pleistocene paleoclimates and foraminiferal biostratigraphy in subantarctic deep — sea cores // Deep-Sea Res. 1970. Vol. 17. P. 125—140.

Labeyrie L.D., Duplessy J.-C., Blanc P.L. Variation in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125 000 years // Nature. 1987. Vol. 327, N 6122. P. 1—6.

Peterson L.C., Prell W.L. Carbonate preservation and rates of climatic change: an 800 kyr record from the Indian ocean // The carbon cycle and atmospheric CO_2: Natural variating Archean to present. 1985. P. 251—269. (Geophys. Monorg.; Vol. 32).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

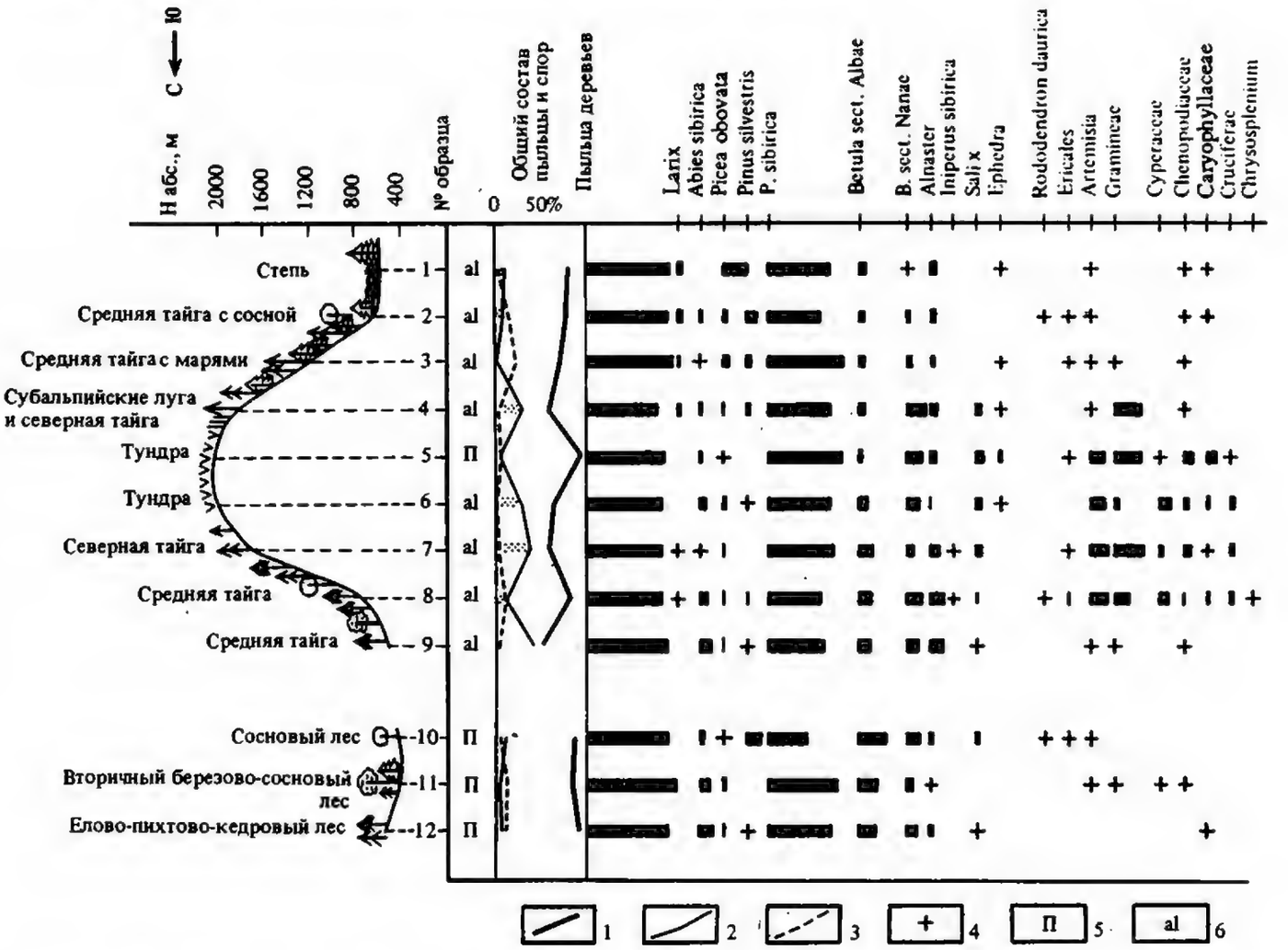
НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

УДК 551.561

А.Н. СИМАКОВА

СУБФОССИЛЬНЫЕ СПЕКТРЫ РАЗЛИЧНЫХ РАСТИТЕЛЬНЫХ ЗОН ЗАПАДНОГО САЯНА

При интерпретации спорово-пыльцевых спектров используют, как правило, два основных подхода: 1) эколого-ботанический, включающий построение различного рода ареалограмм, выявление ценотических комплексов, применение статистических ботанических методик при изучении флор; 2) сопоставление субфоссильных спектров с ископаемыми спектрами.



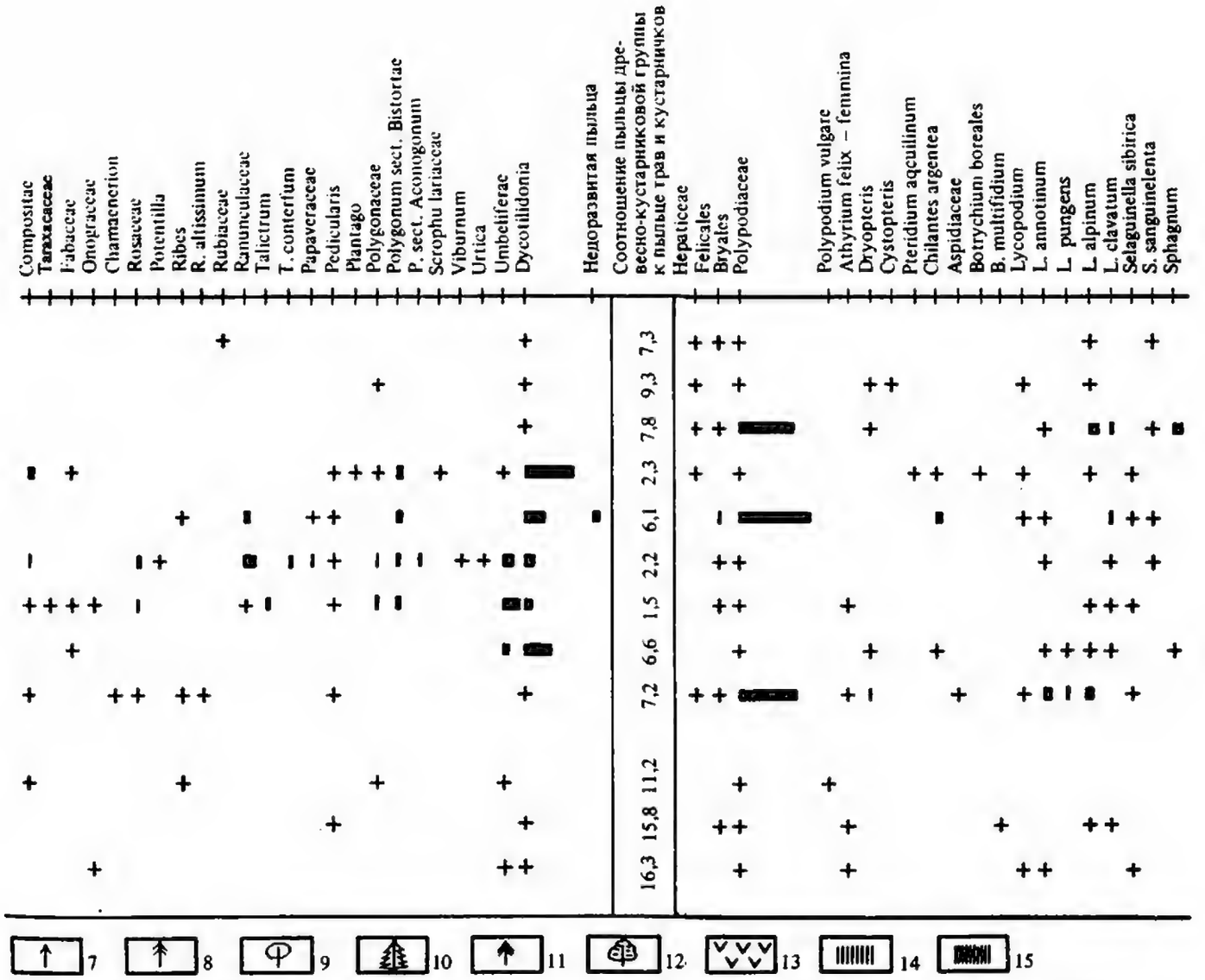
Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры поверхностных проб почв и современного аллювия различных растительных зон хр. Западный Саян

1 — пыльца древесно-кустарниковой группы, %; *2* — пыльца трав и кустарничков, %; *3* — споры, %; *4* — присутствие пыльцы; *5* — почвенные спорово-пыльцевые спектры; *6* — аллювиальные спорово-

Применение эколого-ботанических методов наиболее широко распространено при изучении в основном равнинных территорий, освоенных хозяйственной деятельностью человека, в результате которой естественный растительный покров фактически не сохранился. При исследовании горных территорий применение эколого-ботанических методов затруднено, однако работы О.М. Григиной (1971), Е.М. Малеевой (1989) по изучению гор Средней Азии и Монголии показывают возможность и нужность применения ботанических методов и для изучения горных областей.

Интерпретация сопоставления ископаемых спорово-пыльцевых спектров с субфоссильными возможна при детальном изучении последних. Современные спорово-пыльцевые спектры горных областей дают ответы на вопросы о соответствии спектров растительности, о ветровом переносе пыльцы, о величине переноса пыльцы водным потоком.

Для изучения поставленных вопросов были отобраны образцы и получены пыльцевые спектры с поверхности почв в пределах различных биоценозов и из наилков рек первого и второго порядка различных растительных зон хр. Западный Саян на территории Саянского государственного заповедника (рисунок).



пыльцевые спектры; *7* — лиственница; *8* — сосна сибирская; *9* — сосна обыкновенная; *10* — ель; *11* — пихта; *12* — береза; *15* — тундровая растительность; *14* — субальпийские луга; *15* — степная растительность

Образцы с поверхности почвы отбирались под пологом соснового леса, вторичного березово-осинового леса и елово-пихтово-кедрового леса, а также с гольцовой поверхности хр. Западный Саян, с абсолютной высоты 1800 м.

Почвенные спорово-пыльцевые спектры в пределах низкогорной части темнохвойной тайги правильно отражают основной состав растительности. Так, в области распространения соснового леса пыльца Pinus silvestris составляет 17%, а под пологом елово-пихтово-кедрового леса пыльца сосны обыкновенной почти не встречается, тогда как резко увеличивается содержание пыльцы пихты — 12% и сосны сибирской — 70%. Спорово-пыльцевые спектры из образцов, отобранных с поверхности почв, под пологом леса, более локальны, чем спектры, полученные из современного аллювия рек и из почв безлесных территорий.

Интересно отметить, что вторичный березово-осиновый лес не оказал влияния на формирование субфоссильного спорово-пыльцевого спектра, который отражает произраставший здесь ранее елово-пихтово-кедровый лес.

Ветровой занос пыльцы оказался максимальным в пригребневой зоне Саянского хребта,где господствуют горно-тундровые растительные ассоциации. Занос пыльцы Pinus sibirica на гольцовую поверхность хребта составил 75%, а других древесных и кустарниковых пород — до 8%. В данном случае пыльца травянисто-кустарничковой группы и споры оказались индикаторами горно-тундровой обстановки.

Анализ спорово-пыльцевых спектров наилков малых рек показал, что общий состав пыльцы и спор отражает растительность всего речного бассейна, однако при более детальном изучении пыльцевых диаграмм выявляется достаточно достоверно смена растительных зон. Перенос пыльцы водным потоком незначителен.

Изменение показателя отношения пыльцы древесно-кустарниковой группы к пыльце трав и кустарничков фиксирует смену растительных поясов. Это соотношение изменяется для аллювиальных спектров от 1,5—2,2 для тундр до 9,3 для средней тайги. Завышенным показатель оказался для степного района южного склона хребта. Объясняется такое отклонение, вероятно, большим заносом пыльцы Pinus sibirica — до 65%. Для почвенных спектров показатель соотношения двух основных групп пыльцы имеет такую же закономерность изменения, но величины его несколько выше — от 6,1 для зоны тундр до 16,3 для пояса средней тайги.

Для более достоверных реконструкций растительных зон по спорово-пыльцевым спектрам необходимы, возможно, полный флористический состав спектров и максимальное количество видовых определений.

ABSTRACT

The subfossil spore-pollen spectra from various vegetation zones of Western Sayan's mountain range are compared. It is showed, that spectra are being in the accordance with vegetation zones, the soil spore-pollen spectra in comparison with alluvial are local. The spore-pollen analysis showed the absence of the considerable trafer of pollen by the water stream and the substantial pollen-drift in the woodless territories.

ЛИТЕРАТУРА

Григина О.М. К методике количественного палеоклиматического анализа по спорово-пыльцевым данным // Дисперсионные остатки ископаемых растений Киргизии. Фрунзе: ИЛИМ, 1971. С. 46—61.

Мадаева Е.М. История растительности Монголии в плиоцене и критерии его палеофлористического расчленения // Поздний кайнозой Монголии. М.: Наука, 1989. С. 139—158.

УДК 56 (116.2) (519.3)

Н.П. КАЛМЫКОВ

АНТИЛОСПИРА ИЗ ПЛИОЦЕНА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

На территории СССР остатки антилоспир не определены до видового таксона. Малочисленные остатки винторогих антилоп из плиоцена Северной Монголии (Дмитриева, 1977), Западного Забайкалья (Верещагин и др., 1960), Западной Сибири (Мотузко, 1971; Вислобокова, 1974), Казахстана (Тлеубердина, 1982; Дмитриева, Несмеянов, 1982) описаны как Antilospira (?) sp.

Новая находка остатков винторогой антилопы из плиоцена Западного Забайкалья (местонахождение Удунга) заслуживает внимания потому, что она дает возможность провести идентификацию остатков антилопы с ранее описанными видами с сопредельных территорий, а на основе этого рассмотреть некоторые аспекты стратиграфического и географического распространения исследуемого вида.

В описании винторогой антилопы из Удунги автор придерживался методики измерений роговых стержней полорогих, предложенной И.И. Соколовым (1953), Е.Л. Короткевич (1976), Е.Л. Дмитриевой (1977) с некоторыми дополнениями Н.П. Калмыкова (1981).

ОТРЯД ARTIODACTYLA OWEN, 1848

СЕМЕЙСТВО BOVIDAE GRAY, 1821

ПОДСЕМЕЙСТВО TRAGELAPHINAE PILGRIM, 1939

Род Antilospira Teilhard de Chardin, Young, 1931

Antilospira: Teilhard de Chardin, Young, 1931, p. 43;
Antilospira: Teilhard de Chardin et Trassaert, 1938, p. 62, pl. 11, fig. 4, 5; pl. III, fig. 1a, 1b, 2

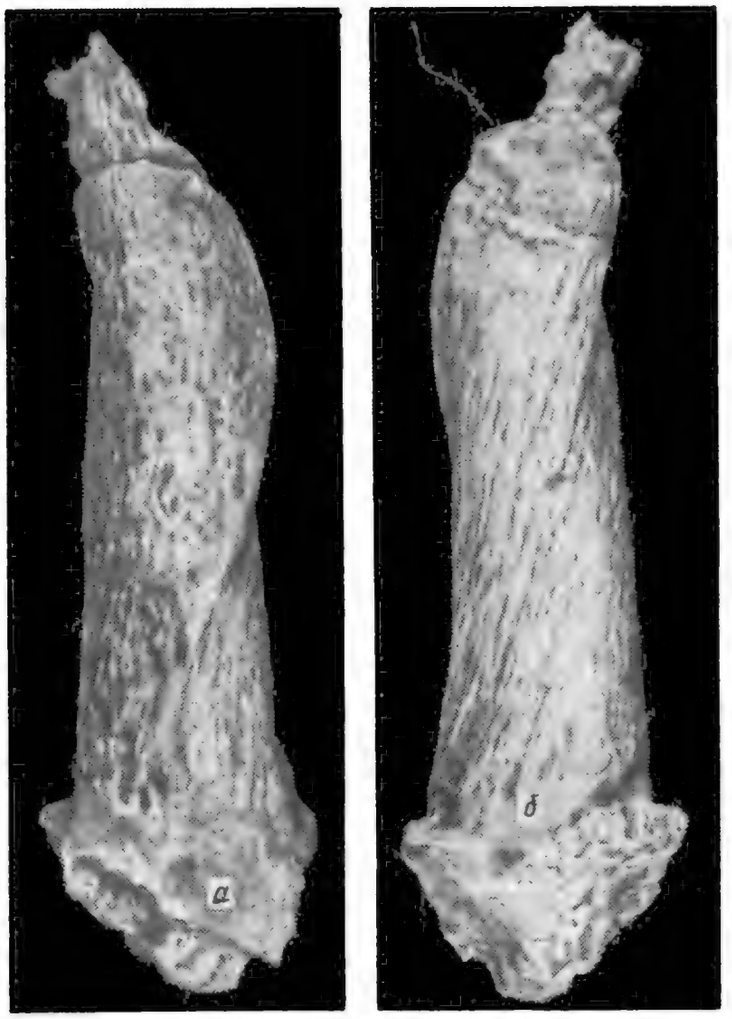
Типовой вид. Antilospira licenti Teilhard de Chardin, 1931; средний плиоцен, Китай.

Диагноз[1]. Крупная антилопа с роговыми стержнями, гетеронимно свернутыми не более чем на 1—2 оборота, с двумя килями. Поверхность обеих сторон покрыта рядом глубоких борозд, идущих от основания до вершины.

Состав рода. Antilospira incarinatus Tekkaya, 1962, ранний плиоцен, Турция; A. licenti Teilhard de Chardin et Young, 1931, средний плиоцен , юго-восток провинции Шаньси — зона II, Китай; (?) A. gracilis Teilhard de Chardin et Trassaert, 1938, средний плиоцен провинции Шаньси — зона II, Китай; (?) A. zdanskyi Teilhard de Chardin et Trassaert, 1938, вероятно, средний плиоцен, юго-восток провинции Шаньси — зона II, Китай; (?) A. robusta Teilhard de Chardin et Trassaert, 1938, поздний плиоцен, юго-восток провинции Шаньси — зона III, Китай; A.(?) sp,. средний или поздний плиоцен, юго-восток провинции Шаньси,Китай; A. (?) sp., поздний плиоцен, Западное Забайкалье (Верещагин и др., 1960); A. (?) sp., поздний плиоцен, Западная Сибирь (Мотузко, 1971; Вислобокова, 1974); A. (?) sp., средний плиоцен, Казахстан (Тлеубердина, 1982; Дмитриева, Несмеянов, 1982); A. (?) sp., средний плиоцен, Северная Монголия (Дмитриева, 1977).

Распространение. Ранний-поздний плиоцен Азии (Китай, Монголия, Турция); средний-поздний плиоцен Азиатской части СССР (Западное Забайкалье, Западная Сибирь, Казахстан).

[1] Приведен по данным И.И. Соколова (1953), Е.Л. Дмитриевой (1977).



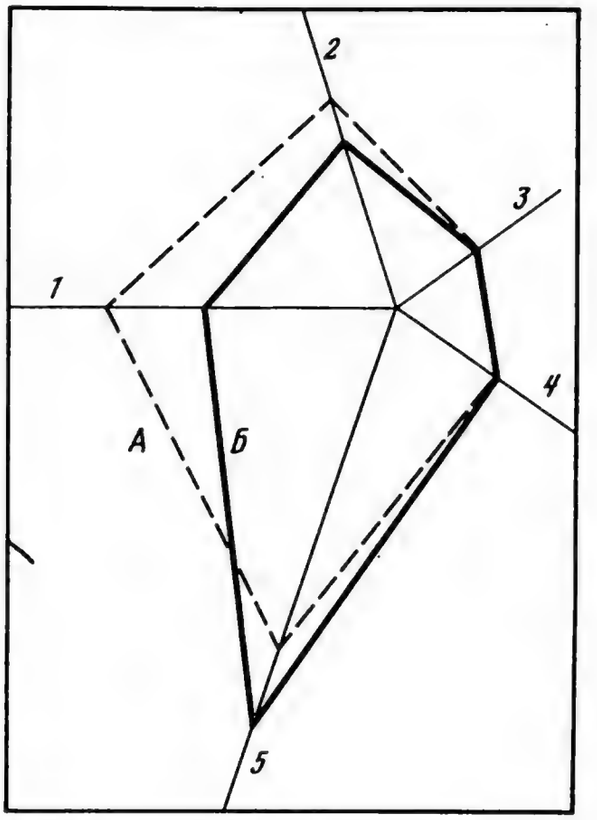


Рис. 1. Роговые стержни Antilospira (?) zdanskyi из местонахождения Удунга (Западное Забайкалье), №986/9, верхи раннего — начало позднего плиоцена

а — вид с передней стороны; *б* — вид с задней стороны

Рис. 2. Внутривидовые отличия в морфологии роговых стержней антилоспир

А — роговые стержни Antilospira (?) zdanskyi из Китая; *Б* — роговые стержни А. (?) zdanskyi из местонахождения Удунга (Западное Забайкалье). *1* — максимальный диаметр стержня у основания; *2* — минимальный диаметр стержня у основания; *3* — угол отклонения вершины (α) стержня от продольной оси рога; *4* — угол скручивания (α) роговых стержней; *5* — индекс сплющенности (в/г)

Antilospira (?) zdanskyi Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938

Рис. 1, 2, таблица

Antilospira (?) zdanskyi Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938, textfig. 53, pl. III, fig. 1a, 1b

Голотип. Antilospira (?) zdanskyi Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938 (textfig. 53, and Pl. III, fig. 1a, b), плиоцен, юго-восток провинции Шаньси — зона III (Китай).

Диагноз[1]. Крупная антилопа с относительно длинными роговыми стержнями, вершины которых загнуты внутрь и немного назад. Роговые стержни гетеронимно свернуты на 1—2 оборота, с двумя килями: задний киль развит слабее переднего или отсутствует совсем. Поверхность над передним килем выпуклая. Длина роговых стержней превышает ширину лба между рогами и глазницами более чем в 2 раза.

Материал. Левый роговой стержень без вершины (№ 986/9), фрагмент нижней части правого рогового стержня (№ 986/10), фрагменты средней части рогового стержня (№ 986/11, 986/14). Коллекция ГИ БНЦ СО АН СССР. Сборы автора.

Местонахождение. Левый берег р. Темник (левый приток р. Селенги), в

[1] Диагноз приведен на основании данных П. Тейяра де Шардена и М. Трассара (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938) и изученного материала.

Промеры (мм) и индексы (%) роговых стержней представителей рода Antilospira

Признак	A. zdanskyi		A. licenti	A. gracilis	A. robusta
	Забайкалье	Китай			
	№986/9	Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938			
Длина рогового стержня по прямой	—	265	—	—	—
Максимальный диаметр у основания стержня	40,0	60	35—41	39	61—64
Минимальный диаметр у основания стержня	37,0	45	29—33	29	41—48
Обхват стержня у основания	120,0	—	—	—	—
Угол расхождения роговых стержней (φ), град.	—	42	60	50	57
Угол отклонения вершины (α), град.	20	20	30	10	10
Угол скручивания роговых стержней (β), град.	25	25	27	10	—
Число килей на роговых стержнях	1	2	2	—	—
Поверхность стержней над передним килем	Вып.	Вып.	—	—	—
Поверхность стержней под передним килем	Вог.	Вог.	—	—	—
Индекс сплющенности (3 : 2)	92,5	75,0	78—86,1	74,4	67,2—75,4

Примечание: вып. — выпуклая, вог. — вогнутая.

0,5 км восточнее дер. Удунга (Западное Забайкалье). Отложения второй толщи, представленные красно-бурой глиной (Иметхенов, Калмыков, 1988; Калмыков, 1989).

Описание. Роговые стержни винторогой антилопы из Удунги относительно длинные и скручены гетеронимно (см. рис. 1). У основания они массивные, но к вершине постепенно утончаются. Пенек почти отсутствует. Стержни слабо скручены,имеют рельефно выраженный передний киль (№ 986/9), задний киль почти не заметен, но на высоте 40 мм от основания стержня имеется слабый перегиб передней поверхности, указывающий направление витка рогового стержня. Передний киль, берущий начало у передневнутреннего края основания рогового стержня, по-видимому, описывает не более одного оборота вокруг оси рога. Поверхность стержней над передним килем выпуклая, под ним — вогнутая. Поперечное сечение в основании стержней почти круглое (индекс сплющенности — 92,5%), в средней части несколько овальнее (индекс сплющенности — 81,3%). Поверхность роговых стержней покрыта мелкими сглаженными бороздками, которые к вершине уменьшаются. Судя по сохранившейся части стержня (№ 986/9), длина которого по прямой равна 136 мм, полная его длина составляла около 200 мм.

Сравнение. Описываемые роговые стержни хорошо отличаются от роговых стержней других представителей рода Antilospira: A. licenti, A. (?) gracilis, A. (?) robusta. Поверхность роговых стержней выше названных винторогих антилоп несет глубокие продольные желоба (борозды), которые протягиваются вдоль заднего края наружной поверхности почти по всей длине роговых стержней. Подобного рисунка на поверхности стержней описываемого вида из Удунги нет, что является одним из отличительных его признаков, не позволяющих отнести роговые стержни из этого местонахождения ни к A. licenti, ни к A. (?) gracilis, ни к A. (?) ro-

busta. К другим отличительным признакам относятся форма поперечного сечения, иное направление роговых стержней и степень изогнутости последних.

Винторогая антилопа из Удунги не имеет существенных отличий от A. (?) zdanskyi, описанной П. Тейяром де Шарденом и М. Трассаром (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938) из плиоценовых отложений юго-востока провинции Шаньси (Китай). У антилопы из Западного Забайкалья, как и у антилопы из провинции Шаньси, судя по изображению, приведенному этими исследователями, имеется один хорошо выраженный передний киль, который описывает около одного оборота вокруг оси рога. Роговые стержни закручены у изучаемого вида и A. (?) zdanskyi, описаной П. Тейляром де Шарденом и М. Трассаром (Teilhard de Chardin, вого стержня от продольной оси рога у винторогой антилопы из Удунги, как и у A. (?) zdanskyi,равен 20°. Сближает описываемые стержни с A. (?) zdanskyi и форма поверхности роговых стержней над передним килем и под ним (соответственно выпуклая и вогнутая). Наблюдается некоторое различие в латеральной сплющенности роговых стержней рассматриваемого вида и A. (?) zdanskyi (см. рис. 1): роговые стержни последней более сплющены как в основании, так и в середине стержней. Такое отличие, вероятно, обусловлено индивидуальными и возрастными признаками, что характерно для винторогих антилоп, и в частности для газеллоспир (Дмитриева, 1977).

Приведенное сравнение показывает, что роговые стержни винторогой антилопы из Удунги принадлежат антилопе рода Antilospira. Учитывая общность большинства морфологических признаков, характерных для роговых стержней описываемой антилопы и A. (?) zdanskyi из плиоценовых отложений Китая, мы считаем возможным отнести их к Antilospira (?) zdanskyi Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938.

Замечания. Систематическое положение A. (?) zdanskyi и рода в целом не имеет однозначной трактовки. П. Тейяр де Шарден и М. Трассар (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938) ставят под сомнение нахождение в роде Antilospira винторогой антилопы A. (?) zdanskyi и выдвигают тезис об отнесении данного вида к одному из представителей Prostrepsiceros (P. houtum-sehindleri). Е.Л. Дмитриева (1977) высказала предположение, что роды Gazellospira и Antilospira имеют много общего в морфологии черепа, роговых стержней и что представители этих родов могут представлять один ряд изменчивости в пределах одного общего рода. Незначительный материал из Удунги не позволяет присоединиться к мнению Е.Л. Дмитриевой, которое могут обосновать только дальнейшие исследования по систематике этих родов и новые находки остатков представителей газеллоспира и антилоспира.

Винторогая антилопа из Удунги по морфологическим признакам близка к антилопе из местонахождения Береговая, где наряду с другими видами в составе фауны определена Antilospira sp., изображение роговых стержней которой приведено Н.К. Верещагиным и др. (1960). Возраст чикойского фаунистического комплекса находится в пределах позднего плиоцена (Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978; Агаджанян, Ербаева, 1983). Возраст отложений из юго-востока провинции Шаньси — зоны II, III (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938), из которых описана A. (?) zdanskyi,по последним данным (Chuankuei et al., 1984) определен как ранний-поздний плиоцен. Таким образом, стратиграфический интервал данного вида: ранний—поздний плиоцен.

Рассматривая пути миграции антилоп подсемейства Tragelaphinae, И.И. Соколов (1953) предположил, что центром их возникновения могла быть территория Малой Азии. Здесь из нижнеплиоценовых отложений Турции описана A. incarinatus (Tekkaya, 1969). Из Малой Азии предок трагелафин проник на юг Европы в миоплиоценовое время, а в раннем плиоцене — в Центральную Азию (Китай, Монголию), где и появились роды Antilospira, Torticornis, Sinoreas, Spirocerus. В Китае трагелафины очень часты в плиоценовых фаунах и представлены родами: Lyrocerus,

Sinoreas, Antilospira и Spirocerus; два последних являются общими для Западного Забайкалья, Монголии и Китая. П. Тейяр де Шарден и М. Трассар (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1938) считают, что китайские винторогие антилопы в плиоцене отделились от африкано-средиземноморских и образовали самостоятельную группу "Sinotragelaphinae"; некоторые из них развивались конвергентно с африкано-средиземноморскими винторогими антилопами. Трагелафины Китая достигли наивысшего расцвета в русциний, но A. (?) zdanskyi встречается еще в фаунах позднего плиоцена Северного Китая и Западного Забайкалья (Береговая). Находка A. (?) zdanskyi в местонахождении Удунга показывает, что это пока наиболее северная граница области распространения вида в Евразии.

Распространение. Ранний—поздний плиоцен; Китай (юго-восток провинции Шаньси — зоны II, III),Западное Забайкалье (Удунга, Береговая).

ABSTACT

Horn cores of Antilospira (?) zdanskyi from locality Udunga (Western Transbaikalia) are described. Comparison is given of spiralhorn antilope from Udunga with other representatives of this genus from Pliocene deposits of China. Stratigraphical and geographical distribution of this species is showed, which age interval is in the limit Early—Late Pliocene.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 190 с.

Верещагин Н.К., Иваньев Л.Н., Кузнецов М.Ф. К истории фауны млекопитающих и стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья //Тр. БКНИИ СО АН СССР. Улан-Удэ, 1960. Вып. 2. С. 51—66.

Вислобокова И.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии эоплейстоценовых отложений юга Западной Сибири : Автореф. дис.... канд. биол. наук. Новосибирск, 1974. 19 с.

Дмитриева Е.Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1977. 120 с.

Дмитриева Е.Л., Несмеянов С.А. Млекопитающие и стратиграфия континентальных третичных отложений юго-востока Средней Азии. М.: Наука, 1982. 140 с.

Жегалло В.И. Гиппарионы Центральной Азии. М: Наука, 1978. 156 с.

Иметхенов А.Б., Калмыков Н.П. Фауна и флора кайнозоя Бурятии (каталог).Улан-Удэ: БФ СО АН СССР, 1988. 181 с.

Калмыков Н.П. К истории рода Spirocerus Boule et Teilhard de Chardin в Забайкалье //Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода СССР. М.: Наука, 1981. № 51. С. 149—157.

Калмыков Н.П. Новое местонахождение гиппарионовой фауны млекопитающих в Западном Забайкалье //Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. М.: Наука, 1989. № 58. С. 133—138.

Короткевич Е.Л. Поздненеогеновые газели Северного Причерноморья. Киев: Наук. думка, 1976. 248 с.

Мотузко А.И. Фауна млекопитающих верхнего плиоцена, нижнего и начала среднего плейстоцена внеледниковой области Западной Сибири и ее палеогеографическое значение: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1971. 8 с.

Соколов И.И. Опыт естественной классификации полорогих (Bovidae) Л.: Изд-во АН СССР, 1953. 255 с. (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 14).

Тлеубердина П.А. Поздненеогеновая фауна Юго-Востока Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 120 с.

Chuankuei L., Wenyu W., Zhuding Q. Chinese Neogene subdivision and correlation //Vertebr. palasiat. 1984. Vol. 22, N 3. P. 178.

Teilhard de Chardin P., Trassaert M. Cavicornia of South-Eastern Shansi //Palaeontol. sin. N.S. C. 1938. Vol. 6. P. 1–98.

Teilhard de Chardin P., Young C.C. Fossil mammals from Northern China //Ibid. 1931. Vol. 9, fasc. 1. P. 1–121.

Tekkaya J. Preliminary report on the Bovidae fauna from Kayadibi, Kenya //Bull. Min. Res. a. Explor. Inst. of Turkey. 1969. N 73. P. 140–144.

УДК 551. 793 (282. 251. 2)

С.С. СУХОРУКОВА, А.Я. ШЕВКО, С.К. КРИВОНОГОВ,
В.А. БАХАРЕВА, В.А.ПАНЫЧЕВ, Л.А. ОРЛОВА

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ К СТРАТИГРАФИИ ПОКРОВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРАВОБЕРЕЖЬЯ СРЕДНЕГО ЕНИСЕЯ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВОЗРАСТА ОЛЕДЕНЕНИЙ

Несмотря на длительное изучение ледниковых отложений в районе Среднего Енисея, проблема возраста оледенений не получила однозначного решения. Образование толщи валунных суглинков, ленточных глин и косослоистых песков, обнажающихся в естественных разрезах высотой 80—100 м по правобережью Енисея (рис. 1), связывается с различными стадиями оледенений среднего или позднего плейстоцена.

Согласно первоначальным представлениям (Заррина, Краснов, 1966) и их развитию (Исаева и др., 1981; Сухорукова, 1983), по геологическим и геоморфологическим данным в этом районе с юга на север прослеживаются гляциокомплексы: самаровско-тазовский (с. Бахта—с. Чулково), тазовский (р. Верхний Имбак — р. Фатьяниха), зырянский (р. Стрельная — р. Сухая Тунгуска). В каждом из них отчетливо выделяются возвышенные гряды и понижающиеся к северу аккумулятивные поверхности. Вместе с тем многие исследователи на основании изучения степени сохранности ледникового рельефа, его сочетания и высотного соотношения с уровнями береговых линий ледниково-подпрудных озер отрицают среднеплейстоценовый возраст двух первых гляциокомплексов и относят их образование к ермаковскому (Троицкий, 1975; Файнер, Комаров, 1986) или даже сартанскому (Астахов и др., 1986; Гончаров, 1986) времени.

Однако в перечисленных работах не используется существующая информация о возрасте наложенных покровных образований, ограничивающих верхние временны́е пределы ледниковой аккумуляции. Имеющиеся благодаря усилиям Л.Л. Исаевой радиоуглеродные датировки погребенных почв из покровного комплекса разрезов Бахта—Алинское вместе с новыми данными о неизвестных ранее погребенных торфяниках у пос. Марково и Канготово не подтверждают версию о распространении здесь сартанского ледникового покрова.

В устье р. Бахта вскрываются отложения бахтинской гряды высотой до 120 м. В этом разрезе выделяются тобольский аллювий, самаровская морена с ленточными глинами, ширтинские межморенные пески с мощными псевдоморфозами по ледяным жилам, тазовская морена с ленточными глинами и слой покровных суглинков мощностью до 5 м. В покровных отложениях на абсолютных высотах 95 и 99—110 м прослежено две погребенные почвы. Нижняя раннекаргинская почва датирована дважды — 34 200 ± 1000 (ГИН-2872 а) и 35 200 ± 1500 лет (ГИН-2872 б) (Астахов и др., 1986). Из верхней палеопочвы на глубине 0,4—0,5 м по пробам С.С. Сухоруковой и Л.С. Куликовой получена дата 9360 ± 250 лет (СО АН-2316).

Далее на север между устьями рек Верхний Имбак и Комса до пос. Алинское прослеживается длинная, сильно расчлененная ледниковая гряда высотой 80 м, сложенная моренами и озерно-ледниковыми глинами мощностью соответственно до 35 и 25 м. На неровной, но сглаженной кровле озерной толщи залегают покровные лёссовидные суглинки и супеси мощностью 3—5 м с погребенными почвами. Возраст палеопочв в разрезах ниже пос. Алинское определен последовательной серией дат снизу вверх — 44 200 ± 500 (ГИН-2869 б), 36 900 ± 200 (ГИН-2869а), 31 900 ± 400 (ГИН-2868), 22 800 ± 500 (ГИН-2873), 15 740 ± 300 лет (ГИН-2592а) (Сулержицкий и др., 1984; Астахов и др., 1986).

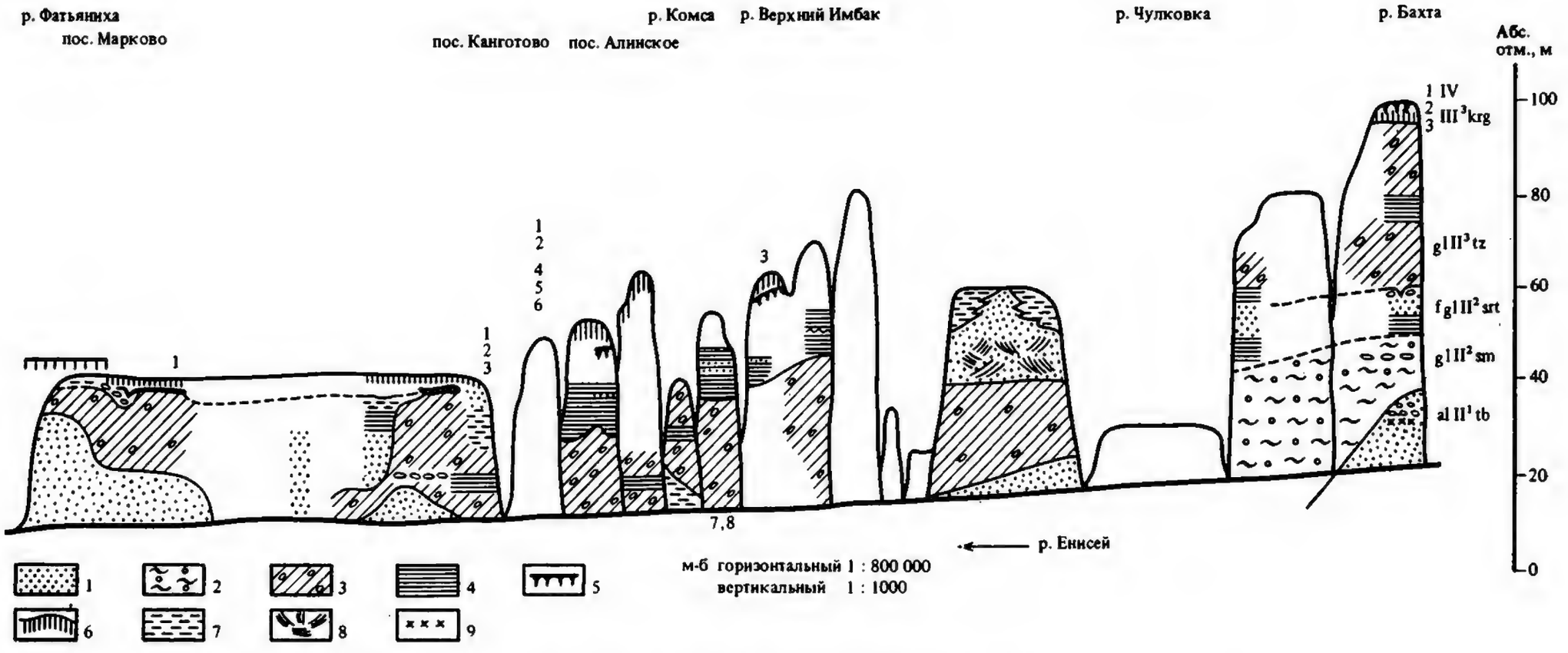


Рис. 1. Геологический профиль правого берега р. Енисей между устьями притоков Фатьяниха и Бахта

1 — пески; *2* — самаровская морена; *3* — тазовская морена; *4* — ленточные глины; *5* — палеопочвы, торф; *6* — лёссовидный суглинок; *7* — алевриты; *8* — косая слоистость; *9* — растительные остатки. Горизонты: tb — тобольский, sm — самаровский, srt — сартанский, tz — тазовский, krg — каргинский. Радиоуглеродные даты, лет: пос. Марково: *1* — 40 810 ± 740 СО АН 2520; пос. Канготово: *1* —42 780 ± 1135 СО АН 2519, *2* — 39 340 ± 750 СО АН 2518, *3* — 42 520 ± 1270 СО АН 2517; пос. Алинское: *1* — 9420 ± 50 ГИН 2592 А, *2* — 15 740 ± 300 ГИН 2592 В, *3* — 22 800 ± 500 ГИН 2373, *4* — 31 900 ± 400 ГИН 2868, *5* — 36 900 ± 200 ГИН 2869а, *6* — 44 200 ± 500 ГИН 2869б, *7* — 39200 ± 1200 ГИН 2874а, *8* — 41 800 ± 1200 ГИН 2874б; устье р. Бахта: *1* — 9360 ± 250 СО АН 2316, *2* — 34 200 ± 1000 ГИН 2872а, *3* — 35 200 ± 1500 ГИН 2872б

Таблица 1

Состав семенных комплексов (%) из торфяников Марково и Канготово

Название растения	Марково	Канготово		
		обр. 1	обр. 2	обр. 3
Picea obovata Ledeb.	1,6	5,8	0,9	—
Larix sibirica Ledeb.	0,9	1,7	0,7	—
Pinaceae gen. indet.		1,7	0,2	—
Sparganium minimum Wallr. var.		2,0	1,5	1,3
Carex sp.	80,5	87,6	92,4	94,9
Betula sect. Albae Regel.	0,3	—	—	—
? B. sp.	—	0,4	—	—
Rubus arcticus L.	—	—	0,2	—
Comarum palustre L.	0,7	0,4	3,4	3,8
Hippuris vulgaris L. var.	1,8	—	0,5	—
Menyanthes trifoliata L.	14,2	0,4	0,2	—
Общее кол-во остатков	437	237	412	78

Строгая согласованность этой серии дат убедительно доказывает их надежность и истинность. В связи с этим две датировки — по гумусу 39 200 ± 1200 лет (ГИН-2874а) и по веточкам 41 800 ± 1200 лет (ГИН-2874б) — из прослоя намывного торфа тобольского (?) аллювия, вскрытого на бечевнике у пос. Верхнее Имбатское, нам представляются , несомненно, омоложенными.

Севернее между пос. Марково и Канготово протягивается сниженная и выровненная 40-метровая поверхность. В обнажениях прослеживается один горизонт морены мощностью от 5 до 30 м, залегающий на неровной кровле местами дислоцированных песков. Нижние части морены включают ленточные глины и валунные мостовые, а верхние имеют частые прослои и линзы песков, признаки водной сортировки. Завершают разрез покровные отложения, имеющие в основании линзы торфяников мощностью 0,4—0,5 м. Отмечаются наложенные псевдоморфозы по ледяным жилам. Полные образцы-монолиты торфа из разрезов Марково и Канготово были разделены на послойные пробы для карпологического, палинологического изучения и радиометрического датирования.

Палеокарпологическому исследованию были подвергнуты четыре образца: один из разреза Марково и три из разреза Канготово с разной глубины: обр. 1 — 0—13 см, обр. 2 — 13—26 см, обр. 3 — 26—40 см. Все образцы объемом по 3 $дм^3$ представлены плотным автохтонным мохово-осоковым торфом с отдельными веточками и обломками мелких стволов древесных растений (относительно много их в пробе из окрестностей Марково) и с незначительной примесью минеральных зерен. Из образцов выделено достаточное для реконструкции характера растительности количество ископаемых остатков (табл. 1).

Все пробы имеют сходный состав растений, отражающих одну растительную формацию, — мохово-осоковое болото низинного (возможно, переходного) типа. При этом комплекс из торфяника Марково показывает условия несколько большей обводненности(обилие остатков Menyanthes trifoliata и Hippuris vulgaris). Состав лесообразующих флор одинаков. Основу составляют остатки ели, лиственницы, присутствует береза. Среди современных ландшафтов довольно трудно подобрать аналогичный, поскольку сейчас в лесной зоне преобладают олиготрофные сфагновые болота. Эвтрофные же осоковые, осоково-травянистые и мохово-травянистые болота более характерны для подтаежной подзоны и северной лесостепи Западной Сибири.

Здесь при этом основу лесной растительности составляют береза, осина. Следует отметить морфологические отличия плодов отдельных видов (Sparganium minimum Wallr. var., Hippuris vulgaris L. var.) от плодов современных их представителей, что может быть связано с относительной древностью данных флор.

Спорово-пыльцевому анализу было подвергнуто девять образцов, характеризующих 40-сантиметровый профиль торфяника у Канготово (рис. 2). Нижняя часть торфяника (обр. 8, 9) содержит мало пыльцы и спор. В общем составе преобладает пыльца древесной растительности (66—53%), второе место принадлежит спорам (21—35%), третье — травам (12%). Среди древесной пыльцы доминирует Betula sect. Albae (96—84%), присутствуют Picea, Betula sect. Nanae, Alnaster. Споры принадлежат Sphagnum, встречен Lycopodium alpinum, трав очень мало (Artemisia, Chenopodiaceae, Onagraceae, Ericales). Обр. 7 (глубина 26—30 см) содержит единичные зерна пыльцы и спор. В обр. 6—4 преобладает пыльца древесных пород (67—81%), меньше спор (27%) и трав (5%). В группе древесных господствует пыльца высокоствольной березы (90%), присутствуют ель (5%), сосна, ольха, кустарниковая береза. Споры принадлежат Sphagnum (99%), есть Lycopodium complanatum, Polipodiaceae. Отмечено незначительное переотложение Pinaceae, Corylaceae. Характеристика обр. 3—1 отличается от анализированных выше. В общем составе сократилось содержание пыльцы древесных пород (49%), увеличилось количество спор (46%), пыльцы трав очень мало (40%). Пыльца древесной растительности представлена высокоствольной березой (76—86%), елью (6—13%), увеличивается содержание пыльцы кустарниковой березы (до 10%). Присутствуют сосна, кедр, ольха. Среди спор преобладает Sphagnum, встречены Lycopodium clavatum, L. complanatum, L. alpinum. Группа травянистых представлена единичными зернами Artemisia, Chenopodiaceae, Cyperaceae, Ericales, Apiaceae. Имеется переотложенная пыльца Pinaceae, Nyssa, Corylus, Carpinus.

Спорово-пыльцевые спектры торфяника в целом отражают развитие березовых лесов с незначительной примесью ели и кедра. В небольших количествах в составе растительных формаций принимали участие карликовая береза, лесные и арктические плауны; травы представлены лесными и болотными видами. Учитывая, что в настоящее время на 63—64° с. ш. распространены северотаежные лиственнично-елово-кедровые леса и производные от них березовые с примесью хвойных пород (Растительный покров..., 1985), можно сделать вывод о близости палеорастительных и палеоклиматических характеристик времени образования торфяника к современным. Ход кривых спорово-пыльцевой диаграммы показывает явную тенденцию к похолоданию в заключительную фазу формирования торфяника.

Результаты палинологического и карпологического анализов позволяют восстановить растительность и климат заключительной фазы потепления, близкого по характеру к современному, межледниковому.

С палеокарпологической и палинологической характеристикой торфяников согласуются результаты радиоуглеродного датирования серии проб. Взятые для анализа образцы представлены сильноразложившимся торфом, который практически полностью растворялся в процессе обработки его щелочными растворами. В связи с этим датирование было проведено по сумме фракций щелочной экстракции образца без удаления гуминовых кислот. Для двух проб сделано повторное датирование.

Хотя результаты повторного датирования, как видно из данных табл. 2, показывают вполне удовлетворительную сходимость, тем не менее они нуждаются в обсуждении. Прежде всего настораживает отсутствие временно́го интервала накопления торфяной залежи: датировки ее кровли и основания практически одинаковы. Кроме того, выявлено заметное омоложение средней части торфяника в разрезе Канготово. Все эти искажения возраста, на наш взгляд, связаны с наличием в пробах молодых гуминовых кислот. Вероятно, полученные дати-

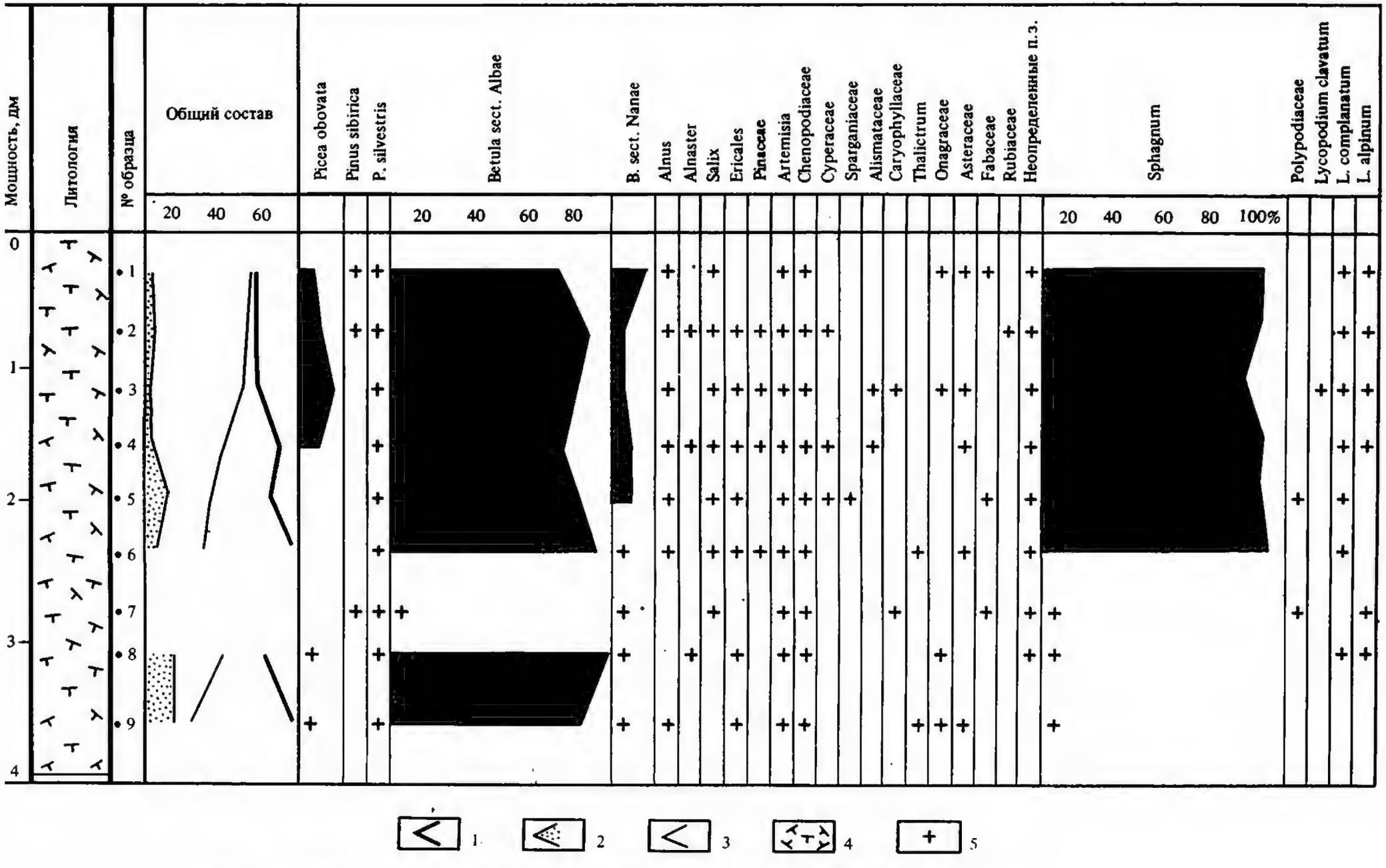


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяника близ с. Канготово на Енисее

1 — пыльца древесных пород; *2* — пыльца трав и кустарников; *3* — споры; *4* — торф; *5* — единичные зерна

Таблица 2

Данные радиоуглеродного датирования

Местоположение	Глубина отбора, см	№ обр. СО АН	Результаты датирования, лет	
			единичное измерение	среднее
Канготово	0—13	2519	42 780 ± 1135	42 780 ± 1135
	13—26	2518	38 200 ± 630	39 340 ± 750
			40 480 ± 875	
	26—40	2517	40 220 ± 950	42 520 ± 1270
			43 580 ± 1420	
			43 750 ± 1440	
Марково	—	2520	40 810 ± 740	40 810 ± 740

ровки следует рассматривать в качестве минимальных. Поэтому нельзя, видимо, исключить предположение о казанцевском возрасте торфяников в основании покровного комплекса на Среднем Енисее. Окончательный вывод будет возможен по результатам независимого определения абсолютного возраста другими методами, например, после наноциклитного анализа ленточных глин этого района.

Таким образом, формирование покровов в разрезах правобережья Среднего Енисея шло в течение всего позднего плейстоцена. В составе покровных отложений выделяются почвенные и торфяные горизонты, образование которых связано с этапами потепления — казанцевским (?), каргинским и раннеголоценовым. Похолодания (возможно, тазовское ?, ермаковское и сартанское) нашли отражение в крупных псевдоморфозах по ледяным жилам и в маломощных слоях лёссовидных отложений. Приведенные данные о строении и геохронологии покровных отложений правобережных разрезов от устья р. Бахты до р. Фатьянихи полностью исключают распространение сартанского и, по-видимому, также ермаковского ледникового покрова по долине Среднего Енисея.

На левобережье долины р. Енисей в процессе геолого-геоморфологического картирования Елогуй—Енисейской депрессии установлено (Гончаров, 1986), что в отличие от правобережья здесь широко распространены террасовые комплексы позднего плейстоцена, которые по геоморфологическим признакам увязываются с сартанским гляциокомплексом более северной, Фарковской, равнины. По С.В. Гончарову, возраст отложений подпрудных террас бассейна р. Елогуй с высотой береговых линий 160, 120 и 80 м ограничивается радиоуглеродными датами 28—39 и 16—10 тыс. лет. Осадки подпрудных озер в основном песчаные. Они подстилаются в районе пос. Келлог, вероятно, самаровской мореной, а ниже устья р. Тына торфяниками, казанцевский возраст которых установлен Е.Е. Гуртовой по палинологическим данным. Следует подчеркнуть, что собственно ледниковые отложения сартанского возраста здесь не закартированы. Не появляются они и в разрезе по р. Нижняя Сарчиха, где между двумя пачками моренных суглинков залегают линзы раннекаргинского торфа (^{14}C-датировка 51 тыс. лет). В данном случае верхняя пачка, видимо, не является мореной самостоятельного (сартанского) оледенения. Скорее, это продукты сплывания и перемещения по склонам самаровских моренных сугликов, сплошным чехлом покрывающих Келлог-Теульчесскую возвышенность.

Данные геологической съемки свидетельствуют, что Елогуйская депрессия после среднеплейстоценового оледенения была свободна от ледниковых покровов. В течение позднего плейстоцена она неоднократно заполнялась водами приледниковых озер, а в периоды известных потеплений здесь формировались

торфяники и палеопочвы. Сходная радиоуглеродная хронология отличных по строению отложений покровного комплекса правобережных разрезов свидетельствует о единой климатической истории развития Среднего Енисея в позднем плейстоцене. Можно утверждать, что приенисейская часть Сибирских Увалов в сартанское и, видимо, ермаковское время непосредственно не покрывалась ледниковым покровом, хотя и испытывала его палеогеографическое влияние через сложную систему подпрудных озер.

ABSTRACT

The radiocarbon method dates paleosoils from cover deposits of Bakhta-Alinskoje sections as Late Pleistocene (Kargian–Würm-2) and Holocene. Carpological, palynological and radiocarbon studies of buried peat bogs near the villages of Marcovo and Kangotovo suggest Kazantsevian age (Riss — Würm). Structure and geochronology date cover deposits in the mouth of the Bakhta R. to the Fatyanikha R. exclude distribution of Sartanian (Würm-3) end Ermakian (Würm-1) ice sheets in valley of the Sredny Enicei.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В.И., Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Комаров В.В. О геолого-геоморфологических критериях периодизации ледниковой истории Енисейского Севера //Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 18—28.

Гончаров С.В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: положение и возраст //ДАН. 1986. Т. 290, № 6. С. 1436 — 1439.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Происхождение и стратиграфическое положение санчугово-тазовских "мореноподобных" отложений на севере Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении //Тр. ВСЕГЕИ Н. С. 1966. Т. 64. С. 45—60.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В., Андреева С.М., Бардеева М.А. Четвертичные оледенения севера Средней Сибири //Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 98—105.

Растительный покров Западно-Сибирской равнины //И.С. Ильина, Е.И. Лапшина, Н.Н. Лавренко и др. Новосибирск: Наука, 1985. 248 с.

Сулержицкий Л.Д., Виноградова С.А., Рябинин А.Я., Зайчук Г.И. Радиоуглеродные даты ГИН АН СССР //Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1984. № 53. С. 163—168.

Сухорукова С.С. Состав обломков в моренах и направление движения плейстоценовых ледников в долине р. Енисей //Оледенение и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск; ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 91—102.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм: критический очерк //М.: Наука, 1975. 163 с.

Файнер Ю.Б., Комаров В.В. Тазовское и ермаковское оледенения Приенисейской Сибири //Четвертичные оледенения Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 29—35.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

ХРОНИКА

В.Э. МУРЗАЕВА

О РАБОТЕ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В 1988–1989 гг.

Комиссия по изучению четвертичного периода при ОГГГГН АН СССР является организацией, проводящей научно-организаторскую и координационную работу в области исследования геологии и истории четвертичного периода. Комиссия реально осуществляет принцип комплексного решения ряда проблем, стоящих на стыке многих родственных дисциплин: геологии, палеогеографии, геохронологии, палеонтологии, археологии, палеопедологии, геохимии и др.

Работа Комиссии в 1988—1989 гг. проводилась по четырем основным направлениям.

I. СОВЕЩАНИЯ И НАУЧНЫЕ ЗАСЕДАНИЯ

В 1988 г. было проведено восемь научных заседаний.

1.26 января — заседание по прикладным проблемам четвертичной геологии; доклады: В.В. Соловьев. Полезные ископаемые четвертичной эпохи морфолитогенеза; А.А. Юргайтис. Закономерности формирования и размещения месторождений четвертичных песчано-гравийных отложений.

2.24 февраля — заседание по геологии россыпей; доклады: Н.А. Шило, Н.Г. Патык-Кара. Геохимическая эволюция россыпей; М.Н. Алексеев, Н.Г. Патык-Кара и др. Палеогеографические предпосылки формирования и размещения россыпей на континентальном шельфе; Н.Г. Патык-Кара, В.В. Анохин, Л.П. Долгополова и др. Геохимия донных осадков прибрежного шельфа, палеогеографические реконструкции и поиски месторождений твердых полезных ископаемых.

3.29 марта — заседание памяти академика В.Н. Сукачева ("Сукачевские чтения"); доклады: В.П. Гричук. Итоги 50-летнего палеоботанического изучения плейстоцена СССР; Е.М. Малаева. Эволюция флоры и растительности Северной Монголии и проблемы стратиграфии плейстоцена; Н.Б. Клопотовская. Краткое сообщение о палеоботанических докладах на XII конгрессе ИНКВА.

4.13 апреля — заседание памяти известного исследователя геологии четвертичного периода И.К. Ивановой; доклады: Н.Д. Праслов. Значение работ И.К. Ивановой для проблемы хронологии палеолита Восточной Европы. Сообщения по результатам исследований Баракаевской мустьерской пещерной стоянки на Кубани: В.П. Любин, А.Г. Черняховский. Исследования пещеры (история и методика), стратиграфия и состав отложений, инвентарь; Г.Ф. Барышников. Остатки позвоночных из Баракаевской стоянки; А.А. Зубов, Г.П. Романова, В.М. Харитонов. Антропологический анализ нижней челюсти ребенка-неандертальца; Г.М. Левковская. Палинологическая характеристика отложений; В.П. Любин. Общее заключение.

5.26 апреля — заседание по результатам комплексного изучения Рославльского страторайона; доклады: И.П. Бирюков. Строение разреза четвертичных отложений; Ф.Ю. Величкевич, В.В. Писарева, М.Н. Валуева и др. Палеоботаническая и палеоэнтомологическая характеристика; А.К. Агаджанян, Н.И. Глушанкова. Результаты микротериологического изучения; И.П. Бирюков, С.М. Шик. Значение результатов работ по Рославльскому страторайону для региональной стратиграфии.

6.25 октября — заседание по прикладной тематике; доклады: Н.И. Кригер. Четвертичная геология и инженерно-геологические исследования; Р.И. Ткаченко, В.И. Коноплева. Значение картирования четвертичных отложений для составления гидрогеологических карт.

7. 29 ноября — заседание по проблемам палеогеографии; доклады: А.А. Величко, М.А. Фаустова. Позднеплейстоценовое оледенение территории СССР; В.В. Баулин, А.А. Величко и др. Динамика криолитозоны на территории СССР в позднем плейстоцене; И.И. Спасская. Изменчивость рельефообразующих процессов в цикле "оледенение — межледниковье"; Г.Ф. Барышников, А.К. Маркова. Палеозоогеографические реконструкции по территории СССР в позднем плейстоцене.

8.27 декабря — заседание по четвертичной палеогеографии и геологии шельфа; доклады: Ю.А. Павлидис. Палеогеографические аспекты изучения шельфов Мирового океана; М.Н. Алексеев. Прикладные аспекты четвертичной геологии шельфа юго-востока Азии; П.В. Федоров. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений западного шельфа Черного моря.

В течение 1989 г. Комиссией было проведено шесть научных заседаний.

1.31 января — заседание по четвертичной и инженерной геологии Москвы и Подмосковья; доклады: Э.А. Лихачева, М.П. Панюкова, С.И. Петренко. Четвертичная и инженерная геология Москвы; К.В. Горецкий. К стратиграфии среднего плейстоцена Подмосковья.

2.1 марта — заседание по научным итогам 20-летних работ Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (географический факультет МГУ); доклады: П.А. Каплин, А.А. Свиточ. 20-летие Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена; Т.Н. Воскресенская, А.А. Свиточ. Опорный разрез плейстоценовых отложений о-ва Сахалин; Е.И. Полякова. Палеогеография арктических морей в позднем кайнозое по данным диатомового анализа; В.П. Стрижов. История Черного моря по изотопным данным. Кроме того, был заслушан доклад ленинградского археолога Н.Д. Праслова "Проблемы хронологии палеолита в археологии Великобритании и Франции".

3.28 марта — заседание памяти академика В.Н. Сукачева — "Сукачевские чтения"; доклады: О.К. Борисова. Флороценотическая характеристика позднего дриаса Европы; А.А. Андреев. История растительности и климата Центральной и Южной Якутии в позднеледниковье и голоцене.

4.25 апреля — заседание, посвященное 100-летию со дня рождения Георгия Федоровича Мирчинка; доклады: В.Г. Гербова. Жизнь и творчество Г.Ф. Мирчинка; К.В. Никифорова. Стратиграфия четвертичных отложений в трудах Г.Ф. Мирчинка и современное состояние проблемы; Н.И. Николаев. Представления Г.Ф. Мирчинка в области геотектоники и их последующее развитие. Кроме того, был заслушан доклад А.А. Никонова "Геологические и геоморфологические проявления катастрофического землетрясения в Армении 7 декабря 1988 г."

5.31 октября — доклад А.В. Шера "Биостратиграфия раннего плейстоцена Восточной Англии (стратотип кромера)".

6.26 декабря — на заседании Комиссии состоялись доклады: А.А. Зубов. Антропогенез как необходимое звено универсального системогенеза; В.А. Ранов. Древнейшие памятники палеолита в Западной Европе.

Проведенные заседания собрали большую аудиторию и сопровождались

дискуссиями, в ходе которых были сделаны некоторые полезные замечания, пожелания и рекомендации материалов к публикации. Важно отметить практический аспект многих заседаний, касавшихся полезных ископаемых четвертичного возраста (россыпей, стройматериалов), инженерной геологии Москвы, землетрясения в Армении, роли четвертичной геологии для инженерно-геологических и гидрогеологических исследований и др. Такое направление деятельности Комиссии, соответствующее увеличению эффективности научно-исследовательских работ, в дальнейшем предполагается развивать и усиливать. В порядке внедрения опыта зарубежных специалистов были поставлены доклады Н.Д. Праслова, А.В. Шера и В.А. Ранова, получивших новую информацию в период пребывания в Европе.

Кроме организаций текущих заседаний, Комиссия в 1988 г. проводила подготовительные работы к намеченным на ближайшее время всесоюзным заседаниям: а) Всесоюзной конференции "Геохронология четвертичного периода" (Москва, 1989 г.); б) VII Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода (Таллинн, 1990 г.); в) Всесоюзному совещанию по краевым образованиям материковых оледенений (Минск, 1990 г.).

В 1989 г. Комиссия провела совместно с Советом по проблемам изотопной геологии и геохронологии Всесоюзное совещание "Геохронология четвертичного периода". Совещание состоялось 9—11 ноября в помещении ГИНа. В работе приняли участие 220 человек, представители 65 учреждений из 40 городов Советского Союза. Было заслушано 53 доклада и 30 продемонстрировано на стендах. Изданы программа совещания и тезисы докладов. На последнем заседании проведена общая дискуссия, принято решение и сделаны конкретные рекомендации. Продолжалась организационная работа по подготовке двух вышеуказанных совещаний, планируемых под эгидой Комиссии, — в Таллинне и в Минске. Совещания были включены в план всесоюзных мероприятий, проводился сбор тезисов; в январе 1990 г. состоялось заседание Оргкомитета по отбору материалов, формированию программы и пр. организационным вопросам.

II. ИЗДАТЕЛЬСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Комиссией по изучению четвертичного периода в 1988 г. изданы следующие работы:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 57. Отв. ред. Г.И. Горецкий, И.К. Иванова. 15 а.л. С этого номера Бюллетень улучшил свой внешний вид (обложку, бумагу и т.д.), а с № 58 стал сопровождаться англоязычным оформлением (титула, оглавления и резюме статей).

2.Монография "Биостратиграфия позднего плиоцена — раннего плейстоцена Таджикистана (по данным фауны млекопитающих)". Отв. ред. К.В. Никифорова, Э.А. Вангенгейм. 13 а.л.

В первом и втором кварталах 1988 г. в издательстве "Наука" в соответствии с плановыми сроками были сданы для публикации две рукописи:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 58. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, В.Э. Мурзаева. 16 а.л.

2.Четвертичный период. Стратиграфия. Т.1. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, К.В. Никифорова. 18 а.л. (К 28-му МГК).

В течение 1988 г. были подготовлены к сдаче в издательство две работы:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 59. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, В.Э. Мурзаева. 18 а.л.

2.XII конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы. Отв. ред. Э.А.Вангенгейм, В.Э. Мурзаева. 16 а.л.

В 1989 г. Комиссией по изучению четвертичного периода изданы две работы:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 58. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, В.Э. Мурзаева. 16 а.л.

2.Четвертичный период. Стратиграфия. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, К.В. Никифорова. 18 а л. (К 28-му МГК).

В соответствии с плановыми сроками в издательство "Наука" в первом и втором кварталах были сданы две работы:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 59. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, В.Э. Мурзаева. 18 а.л.

2.XII конгресс ИНКВА. Итоги и перспективы. Отв. ред. Э.А. Вангенгейм, В.Э. Мурзаева. 16 а.л.

В 1989 г. были подготовлены к изданию две работы:

1.Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 60. Гл. ред. А.Л. Яншин, отв. ред. М.Н. Алексеев, В.Э. Мурзаева. 15 а.л.

2.Четвертичная геология зарубежной Азии. Коллективная работа. Отв. ред. Н.И. Кригер. 20 а.л.

III. РАБОТА ПО ЛИНИИ МЕЖДУНАРОДНОГО СОЮЗА ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (ИНКВА)

В 1988 г. основная деятельность по международным научным связям заключалась в подготовке и проведении Международного симпозиума "Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Тихоокеанского региона" (октябрь, 1988 г., г. Находка). Проведена большая работа по оформлению участников. Собраны и отправлены тезисы, подготовлен материал (книги и карты) для обменного фонда; на симпозиуме сделан ряд докладов.

По линии Комиссии по палеогеографическим атласам четвертичного периода состоялись поездки ее председателя А.А. Величко и его коллег в Австралию (август) и в Венгрию на заседание редколлегии Атласа Северного полушария (октябрь).

В сентябре в г. Лунд (Швеция) прошел Международный симпозиум "Методы и проблемы стратиграфии морен", проводившийся рабочими группами Комиссии ИНКВА по формированию и свойствам ледниковых отложений. С советской стороны в нем участвовал проф. А.И. Гайгалас, рекомендованный Комиссией по изучению четвертичного периода АН СССР.

В октябре 1988 г. в г. Тбилиси проводилась Международная конференция по проблемам голоцена. В том же месяце в Италии в г. Верона под эгидой ИНКВА состоялось совещание по лёссам Италии, которое собрало около 40 ученых; с советской стороны в нем с докладом участвовал секретарь Комиссии по лёссам А.Е. Додонов.

Члены Комисии (М.Н. Алексеев, К.В. Никифорова и др.) принимали по линии ИНКВА ученых из КНР — проф. Лю Дуншэна и д-ра Чен Миняна. Для них была организована программа с посещением разрезов на Украине, в Молдавии и Подмосковье. В связи с подготовкой доклада к 28-му МГК о статусе четвертичной системы в Москве проведена встреча с проф. Э. Агирре (Испания).

В 1989 г. основная деятельность по линии ИНКВА была сосредоточена на подготовке международного симпозиума "Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона", который состоялся в июле 1990 г. в г. Якутске. Разослано информационное письмо № 1, собраны тезисы докладов.

В течение года начата подготовительная работа к предстоящему в Китае в 1991 г. XIII конгрессу ИНКВА. Было получено и разослано 1-е циркуляционное письмо, ведется переписка с рядом заинтересованных организаций. Состоялось заседание оргруппы, на котором намечены мероприятия по подготовке делегации конгресса и представляемым к нему материалам. Продолжались

работы Комиссии ИНКВА по палеогеографическим атласам четвертичного периода (президент А.А. Величко), велась подготовка к симпозиуму XIII конгресса на тему "Сравнительная палеогеография Северного и Южного полушарий". К тематике ИНКВА частично относилась деятельность А.А. Величко в 8-й рабочей группе по климатам, проходившей в США. В рамках 28-го МГК в Вашингтоне состоялось заседание Исполкома ИНКВА и Комиссии по стратиграфии (президент Комиссии М.Н. Алексеев). В Австрии в марте проходило заседание Комиссии ИНКВА по стратиграфии, посвященное статусу четвертичной системы (периода). Проводилась подготовка к Международному симпозиуму по палеолиту Сибири, который состоялся летом 1990 г. в Новосибирске.

В сентябре 1989 г. в Таллинне проведено международное совещание "Охрана и развитие берегов" (70 участников, в том числе 28 иностранных), к которому изданы сборник "Защита и развитие морских берегов" и "Путеводитель экскурсий" (на английском языке).

По итогам состоявшегося в 1988 г. симпозиума Подкомиссии стратиграфии Азии и Тихоокеанского региона был подготовлен на английском языке сборник избранных докладов для издания в Бангкоке.

IV. КООРДИНАЦИЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИХ РАБОТ В СССР

Координация научно-исследовательских и производственных работ, проводимых различными организациями, связанными с изучением четвертичного периода, осуществляется в первую очередь путем созыва конференций, совещаний, симпозиумов и т.д., а также публикацией новейших материалов в изданиях Комиссии, о чем было сказано выше. Кроме того, организуются прямые контакты представителей разных специальностей при выполнении исследовательских работ.

Комиссия по изучению четвертичного периода широко осуществляет консультативную помощь учреждениям и отдельным специалистам различных ведомств. Члены Комиссии в течение года провели много консультаций и определительских работ, не входящих в рамки их плановых заданий. Среди организаций, получивших помощь такого рода: МГУ, ПГО "Аэрогеология", ВНИИзарубежгеология, Бурятский филиал СО АН СССР, Институт истории АН Таджикистана, Читинское геологическое управление, Молдавское геологическое управление, Институт океанологии АН СССР, ВИМС и др.

Общее руководство Комиссией по всем направлениям осуществляется ее председателем академиком А.Л. Яншиным.

П.А. КАПЛИН, С.П. ЕВДОКИМОВ

ОТКРЫТИЕ МАРКОВСКИХ ЧТЕНИЙ

22 мая 1990 г. на географическом факультете Московского университета состоялись Чтения, посвященные 85-й годовщине со дня рождения академика К.К. Маркова. Во вступительном слове открывший Чтения профессор П.А. Каплин коротко остановился на непреходящем значении идей К.К. Маркова для географической науки, его вкладе в различные ее направления. Многое из того, что было задумано выдающимся географом современности, лишь сейчас находит свое воплощение. Это комплексное изучение опорных разрезов, география океана, развитие истории и методологии географии, сквозных направлений и многое другое.

В докладе С.П. Евдокимова "Объект и предмет палеогеографии и ее место среди наук о Земле (в развитие идей К.К. Маркова)" обращается внимание на то, что в современной геологической и географической литературе, посвященной истории и теории науки, недостаточное внимание уделяется проблемам палеогеографии. Что включать в объект науки и каков ее предмет, относится к категории так называемых вечных проблем. Если палеогеография есть часть физической географии, то у нее должен быть тот же объект исследования. Объектом физической географии служит географическая оболочка. Большинство географов в настоящее время определяют физическую географию как науку о географической оболочке и о законах формирования, пространственного распределения и развития этой структуры. Предмет физической географии — комплексное изучение пространственно-временных особенностей ее как целостного образования и отдельных структур (геосистем ландшафтов). Следовательно, объектом палеогеографии является географическая оболочка, а предметом — познание истории ее развития путем изучения ее особенностей в прошлом. На основе анализа своего предмета и объекта палеогеография определяется как географическая наука о физико-географических условиях прошлых геологических эпох и о истории развития географической оболочки.

А.А. Величко в начале своего доклада "Теплые эпохи прошлого как элемент прогноза состояния среды в XXI в." подчеркнул значение идей К.К. Маркова для развития этого аспекта палеогеографии. Приведены свидетельства непрерывного повышения содержания углекислого газа в атмосфере в результате антропогенной деятельности, в связи с чем в недалеком будущем возможно значительное потепление климата в планетарном масштабе, но наибольшие изменения вероятны в умеренных широтах.

В современной прогностике наиболее широко используются два варианта — моделирование и анализ палеогеографических срезов. Второй подход заслуживает большего внимания. В палеогеографии плейстоцена и голоцена были эпохи, значительно более теплые, чем современная. Можно подобрать несколько вариантов, которые будут отражать возможные сценарии предстоящего потепления. В этом направлении большая работа проделана сотрудниками Института географии АН СССР. Были показаны и прокомментированы палеогеографические карты теплых эпох Северного полушария для плейстоцена и голоцена. Показано их значение для прогноза состояния ландшафтной оболочки в XXI в.

В заключение А.А. Величко призвал к сближению вузовской и академической науки, предложил сотрудничество в подготовке палеогеографов. Это позволит поднять уровень палеогеографических исследований, столь необходимых для решения долгосрочного географического прогноза и других общегеографических задач.

К.К. Марков, как известно, придавал большое научное значение ледниковой проблеме. В докладе межведомственного коллектива авторов (Н.Г. Судаковой, Л.Н. Андреичевой, Ю.Н. Грибченко, С.П. Евдокимова, Г.М. Немцовой, М.А. Фаустовой) "Палеогеографические реконструкции ледниковых покровов" поднимаются вопросы, связанные с закономерностями ледникового литогенеза, проявляющимися на обширной территории центральной и северной полосы России. В развитие идей академика Маркова разрабатывается палеогеографическая концепция ледникового литогенеза. Последний рассматривается в качестве целостной литосистемы. Убедительно показана перспективность системной организации исследования вещественного состава морен в палеогеографических и стратиграфических целях.

На основе анализа большого фактического материала (карты, сводные графики) выявлены закономерные тенденции территориальной и возрастной изменчивости минералогического и петрографического состава и ориентировки обломков в

разновозрастных моренах. Выполнено литолого-палеогеографическое районирование ледниковой области Русской равнины. Воссозданы структура и границы покровных оледенений. Реконструкция потоковой структуры днепровского оледенения, имеющего в отличие от московского юго-западное господствующее направление движения, проведена для данной территории впервые. Наиболее детально исследованы особенности московского оледенения.

В докладе Н.И. Глушанковой и А.К. Агаджаняна "Палеогеография и стратиграфия плейстоцена Среднего Поволжья" приведены данные многолетних исследований опорных разрезов. С помощью литолого-геохимического, палеопедологического, палеонтологического и других методов проведены стратиграфическое расчленение разрезов и корреляция выделенных горизонтов, а также палеогеографические реконструкции природной среды от раннего плейстоцена до голоцена включительно. В объеме плейстоцена выделено семь холодных этапов и семь теплых. Последние представлены ископаемыми почвами и аллювиальными свитами с микротериофауной межледникового типа. Почвообразование преимущественно субтропического характера, преобладавшее в раннем и среднем плейстоцене, сменилось в позднем плейстоцене почвообразованием, свойственным умеренным, относительно аридным и континентальным условиям. В это время широкое развитие получили почвы степного педогенеза. Почвы интерстадиалов этого периода имели дерновый и мерзлотно-глеевый генезис.

В докладе Т.Д. Боярской "Анализ изменений палеорастительности—палеоклимата гумидной зоны территории СССР" представлены три схемы районирования на основании анализа установленных градаций амплитуд изменений палеорастительности—палеоклимата между: а) оптимумом среднеплейстоценового потепления и пессимумом среднеплейстоценового похолодания; б) оптимумом позднеплейстоценового потепления и пессимумом позднеплейстоценового похолодания; в) пессимумом позднеплейстоценового похолодания и оптимумом голоцена. Принципом выделения регионов и районов послужили качественные и количественные критерии изменения палеорастительности—палеоклимата.

Оценивая схемы районирования в целом, можно считать, что для выбранных интервалов тенденция изменений палеорастительности—палеоклимата была единой.

На первой схеме максимальны территории с очень большой и большой амплитудами изменений за счет сокращения площадей с умеренной и малой амплитудами. Это объясняется ослабленной континентальностью и благоприятными условиями оптимальной фазы среднего плейстоцена, что дает значительную контрастность с суровыми условиями пессимума. На третьей схеме, напротив, возрастают площади с умеренной и малой амплитудами изменений в связи с уменьшением пространств с большой и очень большой амплитудами, что связано с увеличением континентальности оптимальной фазы голоцена и, следовательно, снижением контрастности между похолоданием и потеплением.

В докладе П.А. Каплина "Парниковый эффект и подъем уровня океана" было показано, что за последние десятилетия повышение в атмосфере концентрации "парниковых газов" коррелирует с потеплением климата и повышением уровня Мирового океана. По различным моделям удвоение в атмосфере CO_2 вызовет повышение приповерхностных температур атмосферы на 1,5—4,5 °С. Соответственно произойдет подъем уровня Мирового океана. По модели Эвансена и др., минимальный сценарий этого подъема следующий: 4,5 см к 2000 г., 24 см к 2050 г. и 56 см к 2100 г., по максимальному сценарию уровень повысится соответственно на 17, 117 и 345 см. По некоторым моделям, уровень Мирового

океана к 2100 г. может подняться почти на 5 м. Это возможное повышение уровня складывается из нескольких параметров.

Однако прогнозы повышения уровня океана не бесспорны. Для прояснения этого вопроса следует обратиться к палеогеографическим данным. Известно, что в период последнего межледниковья, когда климат был теплее на 2°С, уровень океана, как показывает анализ земских морских террас, был выше на 5—10 м.

Прогнизируемое повышение уровня океана приведет не только к затоплению части суши, но и активной волновой переработке побережий. Более того, при очень быстром подъеме уровня береговая зона не сможет соответственно приспосабливаться к меняющимся условиям, что приведет к уничтожению так называемых "буферных зон" (марши и приливные осушки, мангры, коралловые постройки, аккумулятивные формы и т.п.), которые смягчают штормовое воздействие на сушу. Таким образом, повышение уровня океана может привести к огромным материальным и природным потерям. В США, Западной Европе в настоящее время ведутся активные исследования по этой проблеме. К сожалению, в СССР они почти не проводятся. Очевидно, необходима организация в нашей стране исследовательских работ по: а) составлению карт затопления суши в соответствии с разными сценариями; б) разработке моделей преобразования береговой зоны в ходе повышения уровня океана; в) составлению карт волновой переработки побережий в различных геоморфологических и геологических условиях.

Слушатели докладов и научная общественность географического факультета горячо поддержали предложение сделать Марковские чтения традиционными.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 60 1991

ПРИЛОЖЕНИЕ

О.А. ЧИЧАГОВА, А.Е. ЧЕРКИНСКИЙ, В.М. АЛИФАНОВ,
Л.Г. БАРКОВСКАЯ, В.Г. ЦЫГАНОВ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ ЛАБОРАТОРИИ ИНСТИТУТА ГЕОГРАФИИ АН СССР

СООБЩЕНИЕ VI

В данном сообщении мы приводим лишь часть полученных нами (после сообщения V) датировок для современных почв, чтобы иметь возможность обсудить также даты для ископаемых почв и некоторых других объектов палеогеографических исследований (стоянок древнего человека, отложений горных ледников, морских и речных террас и пр.).

Современные почвы

Лабораторией накоплено уже значительное количество радиоуглеродных дат для гумуса современных почв многих районов Евразии. Детально исследован радиоуглеродный возраст подзолистых, дерново-подзолистых, дерново-подзолисто-глеевых, торфянисто-глеевых почв, почв со вторым гумусовым горизонтом, серых лесных, черноземных и некоторых почв сухих степей, спектр горных почв и т.д. Причем датирование велось как по почве в целом, так и по отдельным фракциям органического вещества (ОВ) (Чичагова, Черкинский, 1975; Чичагова, 1985). Это дало возможность, кроме накопления банка данных по географии радиоуглеродного возраста почв, определения скоростей и механизмов гумусообразования, трансформации ОВ во времени, исследования эволюции отдельных типов педогенеза, решать ряд методических вопросов, связанных с выявлением "датирующей" фракции для каждого типа гумуса, а также попытаться решить проблему интерпретации радиоуглеродных почвенных дат.

Лесные почвы, как правило, в верхних гумусово-элювиальных горизонтах имеют радиоуглеродный возраст, близкий современному. Это свидетельствует о высоких скоростях обновления ОВ. Так, для подзолистых, дерново-подзолистых, светло-серых и серых лесных почв южной тайги время обновления гумуса в этих горизонтах — десятки, максимум первые сотни лет. Тем не менее в профилях почв лесной зоны часто встречаются реликтовые темноцветные гумусовые горизонты различной природы. Нами (Черкинский и др., 1987) было предложено разделить их на три основные группы: инситные, погребенные и турбированные (перемещенные). Собственно вторыми гумусовыми горизонтами мы считаем остатки гумусово-аккумулятивного горизонта почв предшествующих этапов голоценовой и, вероятно, доголоценовой эволюции, залегающие in situ и в той или иной мере трансформированные последующим почвообразованием (обычно деградированные процессами подзолообразования).

Генезис этих горизонтов, по-видимому, обусловлен повышением почвенно-биологического потенциала (Таргульян, 1982) во время атлантического оптимума голоцена и теплых периодов позднего плейстоцена.

Радиоуглеродный возраст собственно вторых гумусовых горизонтов обычно лежит в интервале от 7 до 2 тыс. лет, но основная часть датировок относится к атлантическому оптимуму голоцена. Примеры почв с истинным вторым гумусовым горизонтом—разрезы из Владимирской, Кировской, Томской областей.

Почвы с погребенным и турбированным гумусово-аккумулятивным горизонтом — также довольно распространенное явление, причем этот горизонт может залегать в различных частях профиля на глубинах от 10—20 см до 1 м. В зависимости от конкретных условий он может быть выражен фрагментарно или иметь сплошное распространение.

Вологодская область

ИГАН-376 **7990 ± 150**

Среднеподзолистая почва на красновато-буром покровном таежном суглинке под осиново-березово-сосновым (вторичным) лесом с травяно-зеленомошным напочвенным покровом, д. Рокуново, р. 5-80, гор. $A2^h$, глубина 30—40 см. Дата получена по сумме I и II фр. гуминовых кислот (ГК). Образцы предоставлены Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-373 **11020 ± 240**

Разрез тот же. Темная гумусовая прослойка гор. $B2^h$, глубина 50—75 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК.

Эстония

ИГАН-364 **1840 ± 50**

Дерново-подзолистая иллювиальная железистая песчаная почва погребена под слоем песка 30 см, Тартуский р-н, ст. Илуметса, р. 88, гор. [A1], глубина 30—35 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен А.Л. Александровским (ИГАН).

Кировская область

ИГАН-433 **5830 ± 140**

Дерново-среднеподзолистая почва, г. Мураши, р. 10—80, гор. $A2A^h$, глубина 12—26 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-424 **780 ± 120**

Дерново-среднеподзолистая почва, пос. Кумены, р. 12—80, глубина 5—7 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-411 **2670 ± 210**

Светло-серая лесная почва на покровном суглинке под елово-липовым широкотравным лесом, пос. Байса, р. 21-80, гор. $A2A^h$, глубина 13—25 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-448 **Современный**

Серая лесная почва, г. Малмыж, р. 24—80, гор. $A1_1$, глубина 1—6 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-446 **1580 ± 40**

Разрез тот же, гор. $A1_2$, глубина 6—15 см.

ИГАН-520 **6770 ± 160**

Разрез тот же, гор. A^hA2, глубина 15—28 см.

ИГАН-426 **5480 ± 100**

Разрез тот же, гор. $A2BA^h$, глубина 28—37 см.

ИГАН-434 **5280 ± 100**

Дерновая иллювиально-гумусовая почва, пос. Байса, р. 22—80, возможно погребенный горизонт A^h, глубина 16—25 см. Дата получена по сумме I и II фр ГК. Образец предоставлен Н.А.Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

Свердловская область

ИГАН-442 **2050 ± 30**

Темно-серая лесная почва, пгт Ачит, р. 57—82, глубина 0—6 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены Н.А. Кораваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН)

ИГАН-441 **2350 ± 40**

Разрез тот же, глубина 6—12 см.

ИГАН-440 **4860 ± 50**

Разрез тот же, глубина 14—35 см.

ИГАН-439 **6840 ± 60**

Разрез тот же, глубина 36—46 см.

ИГАН-436 **6300 ± 60**

Разрез тот же, глубина 46—56 см.

ИГАН-454 **610 ± 50**

Серая лесная почва, пгт Ачит, р. 55-82, глубина 0—5 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-453 **2010 ± 90**

Разрез тот же, глубина 5—17 см.

ИГАН-451 **3070 ± 50**

Разрез тот же, глубина 17—31 см.

ИГАН-452 **5990 ± 110**

Разрез тот же, глубина 31—43 см.

ИГАН-457 **Современный**

Светло-серая лесная почва, р. 54—82, глубина 0—5 см.

ИГАН-456 **860 ± 40**

Разрез тот же, глубина 5—12 см.

ИГАН-455 **2510 ± 50**

Разрез тот же, глубина 12—20 см.

ИГАН-624 **7000 ± 120**

Серая лесная почва, пгт Ачит, р. 58-82, глубина 32—80 см, темноцветный горизонт, ГК. Образец предоставлен Н.А. Караваевой и А.Е. Черкинским (ИГАН).

Владимирская область

ИГАН-374 **Современный**

Дерново-подзолистая почва на покровном суглинке под березово-еловым лесом с осиной и кленом, с кислично-широкотравным напочвенным покровом, Александровский р-н, р. 2-71б, гор. А1, глубина 2—5 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-385 **Современный**

Образец тот же. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-498 **Современный**

Образец тот же. Датировалась почва после выделения ГК.

ИГАН-490 **Современный**

Образец тот же. Датировалась почва в целом.

ИГАН-420 **Современный**

Разрез тот же, глубина 5—11 см. Дата получена по II фр. ГК.

ИГАН-384 **Современный**

Образец тот же, что ИГАН-420. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-487 **Современный**

Образец тот же. Датировалась почва в целом.

ИГАН-494 **Современный**

Образец тот же. Датировался остаток почвы после выделения ГК.

Московская область

ИГАН-402 **7570 ± 40**

Палеокротовина из гор. В1 дерново-подзолистой почвы под елово-дубовым разнотравным лесом, Истринский опорный пункт ВНИИЛМ, р. 5-9Н, глубина 40—50 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен А.Л. Александровским (ИГАН).

Тульская область

ИГАН-403 **5280 ± 50**

Темно-серая лесная почва на лёссовидном суглинке под широколиственным лесом, г. Ефремов, правобережье р. Красивая Меча, водораздел, р. 14-1А, глубина 20—30 см, гор. А1А2В1^{h}. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен А.Л. Александровским (ИГАН).

ИГАН-428 **7140 ± 150**

Серая лесная почва со вторым гумусовым горизонтом, Заокский р-н, р. 26-1А, гор. А1^{h}, глубина 60—80 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены А.Л. Александровским (ИГАН).

ИГАН-443 **6920 ± 160**

Разрез тот же, глубина 19—28 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК.

Томская область

ИГАН-365 **2050 ± 50**

Глеево-подзолистая почва на кварцевом аллювиальном песке под сосняком багульниково-зеленомошным. Пологий склон к верховому болоту, пос. Сытомино, р. 9-75, гор. В и ВС, глубина 60—80 см. Дата получена по ФК. Образец предоставлен Н.А. Караваевой (ИГАН).

Степные почвы. Очень детально был исследован нами разрез типичного мощного чернозема из Курской области (р. 1—79). Определялся радиоуглеродный возраст не только самих ГК и их негидролизуемой части, но также и общего ОВ и так называемого "гумина" (остатка ОВ после выделения гумусовых кислот). Наиболее древний радиоуглеродный возраст имеет негидролизуемая часть ГК, а наименьший — остаток ОВ после выделения холодной щелочью гумусовых кислот. При горячей щелочной обработке выделяются гумусовые кислоты из молодых слаборазложившихся растительных остатков, что омолаживает образец: датирование остатка ОВ подтвердило это предположение. Радиоуглеродный возраст "гумина" вниз по профилю меняется незначительно (за исключением образца 0—10 см, который имеет удельную активность современной растительности), в то время как радиоуглеродный возраст ГК в этом интервале глубин увеличивается от 1000 до 4580 лет. Таким образом, в состав остатка включается примерно одинаковое в процентном отношении количество свежих, не полностью гумифицированных корешков. Исходя из содержания углерода в различных фракциях и удельной активности каждой из них, был рассчитан радиоуглеродный возраст кислоторастворимой фракции гумуса и гидролизата ГК. На основании этих расчетов и ^{14}C-возраста фракций определено, что в верхней части гумусового профиля чернозема до гор. $A1_2$ обновление гумуса идет по фрагментарному механизму новообразованными гумусовыми веществами, а ниже (гор. $A1_2$ и АВ), кроме обновления за счет фрагментов гумусовых кислот, имеющих довольно древний радиоуглеродный возраст, идет их обновление по сорбционно-молекулярной схеме. Анализ распределения гумуса и отдельных его фракций с учетом их радиоуглеродного возраста позволил сделать предположение, что в преобразовании черноземов наряду с гумусообразованием in situ немалую роль играют процессы фронтально-вытеснительной миграции (Черкинский, 1985).

Курская область

ИГАН-345 **1000 ± 40**

Чернозем мощный типичный, Центральночерноземный заповедник, Стрелецкая степь, водораздельное пространство, некосимый участок, р. 1-79, гор. А1, глубина 0—10 см. Дата получена по сумме ГК. Образцы предоставлены А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-361 **1100 ± 30**

Образец тот же. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-406 **Современный**

Образец тот же. Дата получена по остатку ОВ почвы после выделения ГК.

ИГАН-485 **490 ± 110**

Образец тот же. Дата получена по общему ОВ почвы.

ИГАН-346 **1440 ± 50**

Разрез тот же, гор. $A1_1$, глубина 10—20 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-413 **1060 ± 150**

Образец тот же, что ИГАН-346. Дата получена по остатку ОВ почвы после выделения ГК.

ИГАН-360 **1980 ± 30**

Образец тот же, что ИГАН-346. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-484 **750 ± 100**

Образец тот же, что ИГАН-346. Дата получена по общему ОВ почвы.

ИГАН-347 **2400 ± 50**

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. $A1_1$, глубина 30—40 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-359 **2660 ± 40**

Образец тот же, что ИГАН-347. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-480 1730 ± 100

Образец тот же, что ИГАН-347. Дата получена по остатку ОВ почвы после выделения ГК.

ИГАН-486 570 ± 120

Образец тот же, что ИГАН-347. Дата получена по общему ОВ почвы.

ИГАН-348 4040 ± 60

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. $A1_2$, глубина 50—60 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-358 4230± 40

Образец тот же, что ИГАН-348. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-416 1190 ± 100

Образец тот же, что ИГАН-348. Дата получена по остатку ОВ почвы после выделения ГК.

ИГАН-421 2890 ± 100

Образец тот же, что ИГАН-348. Дата получена по общему ОВ почвы.

ИГАН-343 4580 ± 60

Разрез тот же, что ИГАН-345, гор. A1B, глубина 70—80 см. Дата получена по сумме ГК.

ИГАН-357 5070 ± 50

Образец тот же, что ИГАН-343. Дата получена по негидролизуемой части ГК.

ИГАН-419 920 ± 150

Образец тот же, что ИГАН-343. Дата получена по остатку ОВ почвы после выделения ГК.

ИГАН-477 3730 ± 120

Разрез тот же, что ИГАН-343. Дата получена по общему ОВ почвы.

Орловская область

ИГАН-45 5180±100

Оподзоленный чернозем, р. 17, глубина 20—30 см. Дата получена по II фр. ГК. Образец предоставлен Н.Е. Рубилиной (МГУ).

Древнеорошаемые пустынные почвы. Были исследованы образцы древнеорошаемой почвы из агроирригационных горизонтов, подвергшихся опустыниванию, в Юго-Западной Туркмении, на равнине древней дельты р.Атрек. На поверхности древней почвы развилась современная такыровидная почва с крайне разреженным растительным покровом из эфемеров и солянок на древнедельтовых глинистых отложениях.

По предварительным данным археологов поселение Мисриан датируется XV в. н. э., а поселение Тангсыкылджа — I тысячелетием до н.э. Нами датировки получены по I и II фр. ГК, выделенных из почвы после декальцирования[1].

ГК из разреза на развалинах Мисриана по всему профилю имеют древний радиоуглеродный возраст и в нижней части профиля — инверсию радиоуглеродных дат (ИГАН-356, ИГАН-499). Это можно объяснить спецификой образования древнеорошаемой почвы, которая обусловлена привносом органо-минеральных веществ с оросительными водами из реликтовых отложений. По-видимому, сначала отлагались верхние горизонты, а затем более глубокие, образовавшиеся ранее. Датировка горизонта на глубине 0—20 см является результатом влияния современных процессов такырообразования на древнее органическое вещество (в течение 500 лет), и как следствие мы имеем значительное омоложение радиоуглеродной даты (Чичагова, Костюченко, 1985).

Юго-Западная Туркмения

Образцы предоставлены В.П.Костюченко (ИГАН).

ИГАН-497 3400±60

Агроирригационный горизонт пустынной почвы, развалины Мисриана, р. 32, глубина 0—20 см.

ИГАН-499 7230±90

Разрез тот же, агроирригационный горизонт, глубина 80—100 см.

---

[1]Две даты по этим поселениям вошли в "Сообщение V" Бюллетеня Комиссии по изучению четвертичного периода, №52: ИГАН-355 — развалины Тангсыкылджи, р. 45, глубина 40—60 см (11 550 ± 530) и ИГАН-356 — развалины Мисриан, р. 32, глубина 40—60 см (9040 ± 90).

Ископаемые почвы

Разработка абсолютных геохронологических шкал голоцена и позднего плейстоцена основана на радиоуглеродном датировании вмещающих отложений и палеопочв; важную роль играют радиуглеродные датировки палеопочв при проведении палеогеографических реконструкций и сопоставлении во времени крупных событий последней ледниковой эпохи в Европе и Северной Америке.

Голоценовые палеопочвы

Ярославская область

ИГАН-276 **5630±40**

Погребенная дерново-подзолистая почва, Ростовский р-н, д. Левина Гора, бровка III надпойменной терасы левого берега р.Сара, р. 5, гор. AI, глубина 92—100 см. Дата получена по II фр. ГК после гидролиза 6н. HCl. Образец предоставлен А.Л.Александровским и А.Е. Черкинским (ИГАН).

ИГАН-180 **1685±40**

Погребенная дерново-подзолистая почва на аллювиальных отложениях под эоловыми суглинками, Ростовский р-н, д. Теханово, I надпойменная терраса р. Сара, р. 99—76, гор. AI, глубина 55—73 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК, выделенных 0,1 н. NaOH после декальцирования. Образец предоставлен А.Л.Александровским (ИГАН).

Брянская область

ИГАН-381 **2770±120**

Ископаемая голоценовая почва, Трубчевский р-н, с. Голубча, р. 6, обр. 1, глубина 25 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены Т.Д. Морозовой (ИГАН).

ИГАН-379 **5980±130**

Разрез тот же темноцветный реликтовый гор. [A^h], обр. 8, глубина 100 см.

ИГАН-380 **9100±160**

Разрез тот же, обр. 11, глубина 147 см.

Смоленская область

ИГАН-463 **4340±120**

Второй гумусовый горизонт, Кучинский карьер, р. 3-82, глубина 40 см. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен Т.Д.Морозовой (ИГАН).

Средняя Азия

Голоценовые, погребенные в толще аллювиальных отложений почв надпойменных террас рек Чаткал и Сакдалаш (Кыргызстан). Образцы предоставлены А.Л. Левиным (ЦНИГРИ).

ИГАН-545 **5770±60**

Погребенная почва в супесчано-глинисто-галечных отложениях аллювия, пойма р. Чаткал, обр. Е-13, глубина 2 м. Дата получена по ГК.

ИГАН-546 **1420±100**

Погребенная почва в толще аллювиальных отложений II надпойменной террасы, р. Сакдалаш, обр. ЕС-15, глубина 1,5 м. Дата получена по ГК.

ИГАН-547 **1420±100?**

Погребенная почва III надпойменной террасы, под лёссовидными суглинками, р. Чаткал, обр. Е-8, глубина 0,8 м. Дата получена по ГК.

Верхнеплейстоценовые палеопочвы

ИГАН-492 **22 760±140**

Гумусированный прослой в основании брянской почвы, г. Брянск, р. 1-58-82, обр. 22, глубина 5,05 м. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образец предоставлен Т.Д. Морозовой (ИГАН).

ИГАН-511 **24 580±560**

Ископаемая почва, с. Шпикулово, Тамбовская обл. Дата получена по сумме ГК. Образец предоставлен Т.Д.Морозовой (ИГАН).

ИГАН-398а **24 120± 350**

Органогенно-гумусированная глина, Смоленская обл., Кучинский карьер, обр. 25, глубина 6 м. Дата получена по сумме I и II фр. ГК. Образцы предоставлены В.П.Ударцевым (ИГАН).

ИГАН-418 **18 260±390**

Органогенно-гумусированная глина из палеозападины на моренном холме в озерных глинах, Кучинский карьер, обр. 8, глубина 12 м. Дата получена по сумме I и II фр. ГК.

ИГАН-417 **31 390±810**

Разрез тот же, обр. 17, глубина 16 м.

Кроме датировок верхнеплейстоценовых почв брянского времени, укладывающихся в интервал 22—32 тыс. л.н., нами были получены данные для почв того же времени (по представлению авторов), но значительно более молодого радиоуглеродного возраста. Причины отклонения данных от предполагаемого возраста не ясны (ИГАН-143, 144, 145, 162, 163).

ИГАН-143 **17 400±260**

Нижний гумусовый горизонт брянской ископаемой почвы, д. Араповичи, Черниговская обл. Дата получена по сумме ГК после холодной обработки. Образец предоставлен В.Л.Лыхиным (ИГАН).

ИГАН-144 **10300±600**

Образец тот же. Дата получена по сумме ГК после горячей обработки.

ИГАН-145 **19 200±25**

Ископаемая почва, д. Фатьяновка, Рязанской обл. Дата получена по сумме ГК, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью. Образец предоставлен С.А. Сычевой (ИГАН).

ИГАН-162 **16 670±350**

Верхняя искитимская почва, Новосибирск, Мраморный карьер, глубина 3,0 м. Дата получена по сумме ГК, выделенных смесью пирофосфата натрия со щелочью. Образцы предоставлены В.Л. Лыхиным (ИГАН).

ИГАН-163 **15 300±350**

Разрез тот же. Дата получена по II фр. ГК после горячей обработки щелочью.

Стоянки древнего человека. Образцы кости с неолитических стоянок Муллино (II, III, IV), г. Октябрьский, Башкирия, старица р. Ик. Образцы предоставлены Н.А. Хотинским (ИГАН) и Г.Н. Матюшиным (ИААН).

ИГАН-404 **1910±150**

Коллаген кости со стоянки Муллино IV, глубина 30 см, энеолитическая хвалынско-гаринская культура.

ИГАН-382 **6450±80**

Коллаген кости со стоянки Муллино III, глубина 40—100 см, позднеолитическая агидельская культура.

ИГАН-383 **8052±160**

Коллаген кости со стоянки Муллино II, неолитовый слой, р. II—III, глубина 100—160 см.

ИГАН-405 **2020±30**

Уголь, ст. Мурат, ю.-з. берег оз. Уздикун, энеолитический слой, суртадинская культура, глубина 35—40 см. Образец омоложен. Образец предоставлен Г.Н. Матюшиным (ИААН).

ИГАН-432 **4340±120**

Коллаген кости, Кокчетавская область, ст. Ботай, р. Иман-Бурлук, суртандинская культура. Образец предоставлен В.Ф. Зайбертом и Г.Н. Матюшиным (ИААН).

ИГАН-449 **3530±160**

Разрез тот же, жилище № 31.

ИГАН-450 **2500±980**

Уголь, Целиноградская область, ст. Тельмана XIV. Образец предоставлен В.Ф. Зайбертом (ИААН).

Различный углеродсодержащий материал. Для разработки хронологической шкалы голоцена на основании изучения этапов торфонакопления и уточнения стратиграфии озерно-болотных отложений, а также для исследования вопросов эволюции торфяников были датированы торфяники Среднерусской возвышенности и Западной Сибири. Кроме того, проведено датирование образцов из стоянок Рязанской обл., отложений побережья Арала и материала скважин в районе г. Хошимина (Вьетнам).

Западная Сибирь, Кызыл-Назымское междуречье

ИГАН-392 **3800±40**

Торф, шурф 9, глубина 0,25—0,35 м. Образцы предоставлены Н.А. Хотинским (ИГАН) и О.В. Лахтиной (ПНИИИС).

ИГАН-391 **5740±40**

Торф, шурф 9, глубина 1,0 м.

ИГАН-390 **7840±50**

Торф, шурф 9, глубина 1,5 м.

ИГАН-389 **9660±60**

Торф, шурф 9, глубина 2,0 м.

ИГАН-388 9110±50

Торф, шурф 9, глубина 2,5 м.

ИГАН-387 9000±50

Торф, шурф 9, глубина 3,5 м.

Полуостров Ямал

ИГАН-367 1380±30

Горелый торф. Тюменская область, п-ов Ямал, окрестности полярной станции Марре-Сан, обр. 4, глубина 8—12 см. Образцы предоставлены В.Д. Васильевской и Ю.Н. Гостеевым (МГУ).

ИГАН-366 4690±60

Торф деградирующего полигонального торфяника под мхами, осоками, лишайниками. Там же, обр. 5, глубина 35—45 см.

ИГАН-368 8020±80

Древесина березы в торфе, погребенном золовыми песками. Там же, обр. 1, глубина 100 см.

ИГАН-370 7280±210

Древесина в погребенном торфянике. Там же, обр. 3, глубина 2,5 м.

ИГАН-369 28 670±480

Древесина сосны в мореноподобных отложениях супесчаного суглинистого состава. Там же, обр. 2, глубина 5,5 м.

Тазовский полуостров

Образцы предоставлены О.В. Лахтиной (ПНИИИС).

ИГАН-408 8460±60

Древесина из торфяника, обр. 3, глубина 0,7—0,8 м.

ИГАН-409 4540±60

Торф. Междуречье рек Сухой и Глубокий Покуй, обр. 5, глубина 0,7 м.

ИГАН-407 3050±30

Торф. Междуречье рек Сухой и Глубокий Покуй, Обр. 6, глубина 1,6 м.

Рязанская область

Образцы предоставлены М.П. Гласко (ИГАН).

ИГАН-412 4050±120

Уголь, глубина 88—106 см. Образец отобран в нижней части склона высокой террасы правого берега р. Прони, в основании насыпи кургана (засеченская группа) из горизонтов захоронения эпохи бронзы (ранняя стадия поздняковской культуры).

ИГАН-414 270±90

Уголь. Образец отобран в аллювиальных отложениях поймы левого берега р. Оки, напротив с. Климентовский погост, из культурного горизонта эпохи позднего средневековья стоянки Климентовская 1а, глубина 0,5—0,53 м.

Западное побережье Аральского моря

Образцы предоставлены А.П. Стекленковым и И.И. Спасской (ИГАН)

ИГАН-378 Современный

Мыс Дуана-3, древесина в отложениях пересыхающего водоема под разреженными злаками и единичными кустами.

ИГАН-377 1000±50

Мыс Улькантумсук, болотные отложения — оторфованный суглинок под густыми камышами и кустарниками, глубина 1,0—1,2 м.

Дата получена по ГК.

ИГАН-372 24 820±820

Мыс Дуана-2, гумусированный суглинок, глубина 2,4—2,6 м.

Дата получена по сумме I и II фр. ГК.

Отложения речных террас Южного Вьетнама

Материал горных выработок в низовьях р. Меконг. Образцы предоставлены Хо Чином (Вьетнам).

ИГАН-447 5070±140

Ракушки, обр. 2, скважина 24, глубина 1,0—1,6 м.

ИГАН-458 34 410±2020

Древесина, скважина 203, глубина 63,7—65,3 м.

ИГАН-459 **5650±90**

Древесина, скважина 27, глубина 1,4—1,8 м.

ИГАН-523 **6730±40**

Древесина, обр. 6, глубина 2—3 м.

ИГАН-522 **34 420±1580**

То же, обр. 2.

ИГАН-521 **37 270±312**

То же, обр. 1, глубина 81,5—87,5 м.

ИГАН—525 **7820±240**

Древесина, скважина 210, глубина 2—3 м.

ИГАН-526 **5870±50**

Ракушки, обр. 5.

ЛИТЕРАТУРА

Таргульян В.О. Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982. с. 108—113.

Черкинский А.Е. Радиоуглеродный возраст почвенного органического вещества и его значение для теории гумификации (на примере чернозема и дерново-подзолистой почвы): Автореф. дис. ...канд. биол. наук. М.: ИГАН, 1985. 25 с.

Черкинский А.Е., Караваева Н.А., Горячкин С.В. Радиоуглеродная хронология и типизация почв со вторым гумусовым горизонтом // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 51—60.

Чичагова О.А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 157 с.

Чичагова О.А., Костюченко В.П. Возраст пустынных древнеорошаемых почв Юго-Западной Туркмении // Тез. докл. VII. Делегатского съезда ВОП. Ташкент, 1985. С. 102.

Чичагова О.А., Черкинский А.Е. Отбор и химическая подготовка проб для радиоуглеродного датирования // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. №5. С. 111—120.

УДК 550–93

В.В. КОСТЮКЕВИЧ, О.В. ДНЕПРОВСКАЯ

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАННЫЕ ЛАБОРАТОРИИ ГЕОХИМИИ ИНСТИТУТА МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ СО АН СССР

СООБЩЕНИЕ XI

В сообщении XI приводятся радиоуглеродные данные, полученные в Лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР за период 1987—1988 г.г. Геохронологические даты получены при изучении конкретных разрезов мерзлых толщ позднего плейстоцена и голоцена.

Радиуглеродными датировками охарактеризованы:

1. Озерные осадки Абыйской низменности в Северной Якутии (озера Сыганнах, Аччый-Хамса, Абый, озерная низина Балачаннаах, р. Уяндина).

2. Криогенные мерзлые толщи вдоль Оленекской протоки в дельте р. Лены (о-в Курунгнаах-Сисэ).

3. Надпойменные террасы р. Лены от г. Якутска и ниже (притоки р. Лены: Буор-Эйелит, Молодо, Линде).

4. Археологические стоянки в долине р.Витим (устья рек Большой Якорь, Каренга, Калар), а также надпойменные террасы р. Чары высотой 12 м в устье р. Жуи.

5. Первая надпойменная терраса р. Вилюй в створе плотины Вилюйской ГЭС-III.

6. Надпойменная терраса левобережья р. Зырянки на выходе из гор.

7. Озерные осадки Чарской впадины вблизи Удоканского месторождения и др.

Всего представлено 43 радиоуглеродные даты.

1. ИМ-907 3200±80

Древесина.Северная Якутия, Абыйская низменность, оз. Сыганнах, озерная терраса, озерные прибортовые осадки. Состав отложений — лёссовидные суглинки. Глубина отбора 0,3 м. Образцы 1-6 — сборы Н.П Босикова (ИМЗ СО АН СССР).

2. ИМ-908 3970±180

Древесина. Северная Якутия, Абыйская низменность, оз. Аччый-Хамса, озерная низина. Глубина отбора 0,67 м.

3. ИМ-909 9670±140

Древесина.Северная Якутия, Абыйская низменность, озерная низина Балачаанах, днище спущенного озера. Глубина залегания от дневной поверхности 1,3 м.

4. ИМ-910 9275-150

Древесина.Северная Якутия, Абыйская низменность, р. Уяндина, Балачаанахский Яр, коренной склон р. Уяндины. Озерно-аллювиальные осадки. Глубина залегания от дневной поверхности 4м.

5. ИМ-911 10 120±320

То же. Глубина залегания от дневной поверхности 4,4 м.

6. ИМ-912 3215±60

Древесина. Северная Якутия, Малахчинский Яр, коренной склон р. Индигирки. Глубина залегания от дневной поверхности 5 м.

7. ИМ-913 17 945±60

Растительные остатки. Восточная Якутия, правый берег р. Адычи, 40-метровая поверхность, сложенная слоистыми осадками. Генезис отложений — половодно-снежниковые осадки, супеси и тонкозернистые пески. Глубина залегания от дневной поверхности 20 м. Сборы Е.М. Катасонова (ИМЗ СО АН СССР).

8. ИМ-914 29 630±1200

Растительные остатки. Северная Якутия, дельта р. Лены, Оленекская протока, о-в Курунгнаах-Сисэ, останец плейстоценовой равнины. Абс. отметки 40—60 м. Глубина залегания 12 м. Образцы 8—10 — сборы С.Ю. Королева (ИМЗ СО АН СССР).

9. ИМ-915 7120±180

Древесина. Там же. Глубина залегания 2 м.

10. ИМ-916 ⩾33 000

Кость. Северная Якутия, пос. Тюмяти, правый берег р. Оленек. Абс. отметки 30—60 м. Генезис отложений — половодно-снежниковый, супесь. Глубина залегания 10 м.

11. ИМ-918 3920±80

Древесина. II надпойменная терраса р. Ботомы. Глубина залегания 3,5 м. Сборы Е.М. Катасанова, С.Ю. Королева (ИМЗ СО АН СССР).

12. ИМ-919 1950±250

Уголь. Олекминский р-н Якутии, устье р. Жуи, левый приток р. Чары, надпойменная терраса высотой 12 м. Глубина залегания 0,5—0,6 м. Образцы 12—15 — сборы Н.М. Черосова (археологическая экспедиция ЯГУ).

13. ИМ-920 10 100±100

Древесный уголь из очага. Долина р. Витим (нижнее течение), устье р. Большой Якорь, верхняя перевеянная часть аллювия 10-метровой цокольной террасы. Археологический памятник, 3-й культурный горизонт. Глубина залегания 0,55—0,6 м.

14. ИМ-922 6100±400

Древесный уголь. Долина р. Витим, устье р. Каренги, стоянка III. Цокольная 20—25-метровая терраса. 2 культурный слой. Глубина залегания 0,6 м.

15. ИМ-924 10 086±300

Древесный уголь. Южная Якутия, р. Витим, устье р. Калар. Делювий. Надпойменная терраса высотой 11 м. Глубина залегания 0,4 м.

16. ИМ-925 950±180

Древесина. Западная Якутия, образец из подошвы аллювия I надпойменной террасы р. Вилюй, в створе плотины Вилюйской ГЭС-III. Глубина залегания 10 м. Образцы 16—18 — сборы М.С. Иванова (Игарская НИМС).

17. ИМ-917 1385±400

Торф. Западная Якутия, I надпойменная терраса р. Вилюй, в районе строительства Вилюйской ГЭС-III. Глубина залегания 2,2—2,3 м.

18. ИМ-926 1720±140

Древесина. Западная Якутия, нижняя русловая часть аллювия I надпойменной террасы р. Вилюй, в створе плотины Вилюйской ГЭС-III.

19. ИМ-930 10 760±240

Растительные остатки. Центральная Якутия, правый берег р. Лены, в 100 км. ниже г. Якутска, обнажение Песчаная Гора. Глубина залегания 3,5. Образцы 19, 20—сборы Е.М. Катасонова (ИМЗ СО АН СССР).

20. ИМ-931 29 900±950

Древесина. Центральная Якутия, правый берег Лены, в районе пос. Тунгус-Хаята. Глубина залегания 4 м.

21. ИМ-932 **4720±150**

Древесина. Северная Якутия, Колымская низменность, в 60 км, на запад от пос. Зырянка, левобережье р. Зырянки, на выходе из гор, надпойменная терраса высотой 8 м. Глубина залегания 8 м. Образцы 21—24 — сборы И.С. Васильева (ИМЗ СО АН СССР).

22. ИМ-933 **32480±1500**

Древесина. Северная Якутия, Колымская низменность, левобережье р. Зырянки на выходе из гор, в 60 км на запад от пос. Зырянка, высокая надпойменная терраса высотой 40 м. Глубина залегания 15 м.

23. ИМ-954 **28 300±800**

Торф. Там же. Глубина отбора 12 м.

24. ИМ-955 **30 080±1050**

Торф. Там же. Глубина отбора 15 м.

25. ИМ-950 **26 180±900**

Торф. Северная Якутия, Омолойское междуречье, верховье ручья Иэкий-Ээс (приток Омолоя), левый обрывистый борт террасоувала, прорезанного ручьем. Сборы М.М. Григорьева (ИМЗ СО АН СССР).

26. ИМ-951 **⩾36 000**

Торф. Северная Якутия, надпойменная терраса р. Лены высотой 70 м, в 18 км выше пос. Жиганск (левый берег). Глубина залегания 8 м. Сборы Н.М. Давиденко, Ю.Ф. Урицкого (ИМЗ СО АН СССР).

27. ИМ-952 **⩾33 000±900**

Торф. Северная Якутия, надпойменная терраса р. Лены высотой 70 м, в 17,9 км выше пос. Жиганск (левый берег). Глубина залегания 7 м. Сборы Н.М. Давиденко, Ю. Ф. Урицкого (ИМЗ СО АН СССР).

28. ИМ-801 **12 200±240**

Древесные остатки. Юго-западный край Чарской впадины, бассейн р. Нирунгнакан, в 1 км к западу от пос. Удокан, терраса Чарского палеоозера, средняя часть оврага "Автомат". Линза с древесными остатками, образовавшаяся на прибрежном мелководье одновременно с ростом субаквального бугра пучения. Глубина залегания 1,9 м. Образцы 28—32, сборы Г.Ф. Грависа (ВСЕГИНГЕО).

29. ИМ-802 **3940±225**

Торф. Юго-западный край Чарской впадины, бассейн р. Нирунгнакан, в 3 км к северо-западу от пос. Удокан, термоэрозионный овраг, расчленяющий террасу Чарского палеоозера у подножия хребта Удокан. Глубина залегания 3,1 м.

30. ИМ-803 **34700±150**

Торф. Юго-западный край Чарской впадины, бассейн р. Нирунгнакан, в 1 км к западу от пос. Удокан, терраса Чарского палеозера, средняя часть оврага "Автомат". Глубина залегания 4,7 м.

31. ИМ-806 **5350±100**

Растительный детрит. Восточная часть Чарской впадины, район пос. Озерный, термоэрозионный овраг. Глубина залегания 1 м.

32. ИМ-807 **7146±150**

Растительный детрит. Южная часть Чарской впадины, район оз. Аэродромного, овраг на террасе Чарского палеоозера. Глубина залегания 1,5 м.

33. ИМ-595 **⩾36 000**

Торф. Северная Якутия, о-в Большой Ляховский, на север от ручья Большой Этеркээн. Глубина залегания 8,2 м. Образцы 33,34 — сборы А.И. Фартышева (ИМЗ СО АН СССР).

34. ИМ-704 **8670±325**

Плавник. Северная Якутия, Хакташинский Яр, в 0,4 км к юго-западу от моря, поверхность высотой 11—13 м. Глубина залегания 4,4 м.

35. ИМ-935 **2360±80**

Древесина. Северная Якутия, Абыйская низменность, оз. Абый, озерные осадки в обрыве террасы. Глубина отбора 0,8—0,9 м. Образцы 35,36 — сборы Н.П.Босикова (ИМЗ СО АН СССР).

36. ИМ-936 **4770±120**

Древесина. Северная Якутия, Абыйская низменность, оз. Сыганнах. Озерные осадки в обрыве террасы. Глубина отбора 1,6 м.

37. ИМ-937 **6825±170**

Древесина. Северо-Восточная Якутия, Верхоянский район, I надпойменная терраса р. Адычи, перекрытая склоновыми отложениями, Эселяхское обнажение. Горизонт оторфованной почвы с включениями древесины. Глубина отбора 1 м. Образцы 37, 38-сборы Ю.А. Мурзина (ИМЗ СО АН СССР).

38. ИМ-938 **7500±150**

Древесина. Там же. Глубина отбора 1 м.

39. ИМ-939 **14 370±210**

Растительный детрит. Центальная Якутия, обнажение Песчанная Гора , IV надпойменная бестяхская терраса, правый берег р. Лены, в 100 км ниже г. Якутска. Глубина залегания 2,5 м. Сборы С.Ю. Королева, Е.М. Катасонова (ИМЗ СО АН СССР).

40. ИМ-941 **11 400±350**

Растительные остатки. Северная Якутия, левый берег р. Лены, ее приток Буор-Эйлеит, правый берег в 9 км выше устья р. Элиетитке. Глубина залегания 3 м. Образцы 40-42 — сборы С.Ю. Королева (ИМЗ СО АН СССР).

41. **ИМ-943** **3330±150**

Древесина. Северная Якутия, правый берег р. Молодо – притока р. Лены. Глубина залегания 4 м.

42. **ИМ-949** **12 000±370**

Растительные остатки. Центральная Якутия, правый берег р. Лены, р. Линде, левый берег в 200 м ниже устья р. Бенетик.

43. **ИМ-982** **2290±150**

Торф. Северный Тянь-Шань, Заилийский Алатау, метеостанция Тянь-Шань, в 2,5 км к юго-западу. Глубина отбора 2,6—2,8 м. Сборы С.Н. Титкова (ИМЗ СО АН СССР).

Э.В. СТАРИКОВ, В.А. ЖИДОВЛЕНКО, С.М. ГОРОЖАНКИНА

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТИРОВКИ ИНСТИТУТА ЛЕСА И ДРЕВЕСИНЫ им. В.Н. СУКАЧЕВА СО АН СССР

СООБЩЕНИЕ 5

Все измерения получены на двухканальной сцинтилляционной установке с показателем качества установки 30. Предельный определяемый возраст 45 тыс. лет при объеме сцинтиллятора (бензол) 10 мл.

Разрез Предивинск, Красноярский край, Большемуртинский район, Посолинское болото, расположенное на водоразделе небольших притоков р. Енисей в 20 км к северу от пос. Предивинск. Водораздел представляет собой денудационную равнину с маломощными суглинистыми отложениями, подстилаемыми элювием плотных пород докембрия. Образцы отобраны А.П. Зубаревым, предоставлены Л.Н. Савиной.

КРИЛ-563 **350 ± 50**

Торф. Глубина 50—100 см.

КРИЛ-564 **2690 ± 60**

Торф. Глубина 150—200 см.

КРИЛ-565 **3755 ± 65**

Торф. Глубина 250—300 см.

КРИЛ-566 **4880 ± 70**

Торф. Глубина 350—400 см.

КРИЛ-567 **5270 ± 70**

Торф. Глубина 450—500 см.

КРИЛ-568 **5550 ± 80**

Торф с илом. Глубина 550—600 см.

КРИЛ-569 **5935 ± 80**

Торф. с илом. Глубина 650-700 см.

КРИЛ-570 **6125 ± 85**

Торф с ракушечником. Глубина 650—700 см.

Междюнное понижение на высокой террасе оз. Перово. Мемориальный лесхоз "Шушенский бор" Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены Л.Н. Савиной.

КРИЛ-561 **3015 ± 75**

Торф. Глубина 30—40 см.

КРИЛ-562 **6550 ± 110**

Торф. Глубина 75—90 см.

Приенисейская холмисто-увалистая среднерасчлененная денудационная равнина, пос. Верхняя Казанка, Большемуртинский р-н Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены А.П. Зубаревым.

КРИЛ-574 **640 ± 60**

Торф. Глубина 10—20 см.

КРИЛ-575 **1195 ± 105**

Торф. Глубина 30—40 см.

КРИЛ-576 **3030 ± 40**

Торф. Глубина 50—60 см.

КРИЛ-577 **3275 ± 50**

Торф. Глубина 80—90 см.

КРИЛ-578 **4350 ± 60**

Торф. Глубина 100—110 см.

КРИЛ-579 **3485 ± 50**

Древесина. Глубина 80—90 см.

Долина р. Крестовка, пос. Листвянка Иркутской обл. Образец предоставлен А.П. Зубаревым.

КРИЛ-580 **2770 ± 50**

Торф. Глубина 100—125 см.

Эвтрофное болото на высокой лесной пойме Енисея, с. Назимово, Енисейский р-н Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены В.Л. Кошкаровой.

КРИЛ-581 **5160 ± 70**

Торф. Глубина 275—300 см.

КРИЛ-582 **3360 ± 50**

Торф. Глубина 175—200 см.

КРИЛ-583 **2085 ± 45**

Торф. Глубина 75—100 см.

КРИЛ-584 **5525 ± 70**

Торф. Глубина 275—300 см.

КРИЛ-585 **3920 ± 60**

Торф. Глубина 175—200 см.

КРИЛ-586 **1670 ± 40**

Торф. Глубина 75—100 см.

Верховое болото "Киргизное", Жуковское лесничество Томской области. Переходная полоса между суходолом и болотом. Образцы отобраны и предоставлены С.П. Ефремовым.

КРИЛ-587 **1195 ± 40**

Древесина. Глубина 45—50 см.

КРИЛ-588 **2095 ± 45**

Торф. Глубина 300—320 см.

Олиготрофный участок болота "Круглое", крупного заторфованного озера, Жуковское лесничество Томской области, в 1,5 км от песчаных и супесчаных грив, окаймляющих озерную котловину. Участок имеет выпуклый профиль. Глубина торфяной залежи 7 м. Образцы отобраны и предоставлены С.П. Ефремовым.

КРИЛ-589 **3610 ± 60**

Торф. Глубина 500—520 см.

КРИЛ-590 **5730 ± 75**

Торф. Глубина 650—670 см.

Болото "Клюквенное", Тимирязевский лесхоз Томской области, заторфованное, древнее. Долина стока, окаймленная песчаными и супесчаными гривами. Микрорельеф выражен четко, в виде бугров и обводненных мочажин. Глубина торфяной залежи около 9 м.

Образцы отобраны и предоставлены С.П. Ефремовым.

КРИЛ-591 **5795 ± 75**

Торф. Глубина 500—550 см.

КРИЛ-592 **9275 ± 100**

Торф. Глубина 730—780 см.

Осоково-сфагновое болото, безлесное, озерная терраса в 4 км от берега р. Юган, Тюменская область. Образец предоставлен С.В. Васильевым.

КРИЛ-594 **295 ± 45**

Торф. Глубина 75—80 см.

Археологические образцы предоставлены Н.И. Дроздовым. Пос. Пашино, Кежемский район Красноярского края, раскоп №1, 1-й культурный слой.

КРИЛ-598 **1480 ± 40**

Уголь. Глубина 40 см.

Пос. Окуневка, Кежемский район Красноярского края, северная часть террасы из зачистки вместе с керамикой ложнотекстильного орнамента.

КРИЛ-599 **690 ± 60**

Уголь. Глубина 30—40 см.

Пос. Усть-Кова, Кежемский район Красноярского края.

КРИЛ-600 **1130 ± 40**

Уголь. Глубина 50 см.

КРИЛ-601 **1170 ± 70**

Уголь. Глубина 50 см.

КРИЛ-602 **2060 ± 60**

Уголь. Глубина 50 см.

КРИЛ-606 **3310 ± 140**

Уголь. Погребение женщины и ребенка. Глубина 80—90 см.

КРИЛ-607 **915 ± 45**

Уголь из кострища. Глубина 50 см.

КРИЛ-608 **10 850 ± 300**

Уголь. Глубина 80 см.

КРИЛ-609 **9210 ± 270**

Уголь. Глубина 100 см.

КРИЛ-610 **430 ± 40**

Уголь. Глубина 60 см.

КРИЛ-612 **6280 ± 120**

Уголь. Глубина 70 см.

КРИЛ-615 **6450 ± 140**

Уголь. Глубина 50 см.

КРИЛ-617 **2485 ± 45**

Уголь. Глубина 40 см.

КРИЛ-620 **6310 ± 140**

Уголь. Глубина 250—300 см.

КРИЛ-621 **18 035 ± 180**

Уголь. Глубина 150 см.

О-в Сергушкин, Кежемский район Красноярского края, р. Ангара. Аллювиальные отложения 10—12-метровой террасы. Образцы предоставлены В.И. Привалихиным.

КРИЛ-623 **805 ± 35**

Уголь. Фрагменты обуглившейся бересты из могильной ямы. Глубина 48 см.

КРИЛ-623а **2720 ± 90**

Береста из погребения. Глубина 100 см.

III надпойменная терраса р. Енисея, с. Назимово Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены С.М. Горожанкиной.

КРИЛ-625 **565 ± 25**

Торф. Глубина 50—65 см.

КРИЛ-626 **390 ± 25**

Лесная оторфованная подстилка. Глубина 30—35 см.

КРИЛ-630 **1890 ± 40**

Торф. Глубина 25—50 см.

КРИЛ-637 **2080 ± 40**

Торф. Глубина 0—50 см.

КРИЛ-638 **1715 ± 40**

Торф. Глубина 0—50 см.

КРИЛ-639 **2080 ± 40**

Торф. Глубина 500—100 см.

КРИЛ-642 **1400 ± 30**

Торфяная лесная подстилка. Глубина 23—30 см.

IV боровая терраса р. Енисей, с. Назимово Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены С.М. Горожанкиной.

КРИЛ-631 **4020 ± 40**

Торф. Глубина 100—120 см.

КРИЛ-632 **790 ± 30**

Оторфованная лесная подстилка. Глубина 20—40 см.

КРИЛ-633 **1375 ± 35**

Оторфованная лесная подстилка. Глубина 40—45 см.

КРИЛ-634 **480 ± 25**

Оторфованная лесная подстилка. Глубина 15—30 см.

КРИЛ-635 **1265 ± 35**

Торф. Глубина 25—50 см.

КРИЛ-636 **860 ± 30**

Торф. Глубина 25—50 см.

II надпойменная терраса Енисея, с. Кривляк, Енисейский р-н Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены Л.В. Карпенко.

КРИЛ-644 **380 ± 30**

Торф. Глубина 0—10 см.

КРИЛ-645 **1550 ± 40**

Торф. Глубина 10—20 см.

КРИЛ-646 **1780 ± 40**

Торф. Глубина 20—30 см.

КРИЛ-647 2675 ± 45
Торф. Глубина 30—40 см.
КРИЛ-648 3100 ± 50
Торф. Глубина 40—50 см.
КРИЛ-650 4370 ± 60
Торф. Глубина 60—70 см.
КРИЛ-651 4890 ± 60
Торф. Глубина 70—80 см.
КРИЛ-652 5290 ± 60
Торф. Глубина 80—90 см.
КРИЛ-653 6245 ± 65
Торф. Глубина 90—100 см.
КРИЛ-654 7105 ± 70
Торф. Глубина 100—110 см.
КРИЛ-655 7650 ± 70
Торф. Глубина 110—120 см.
КРИЛ-656 8025 ± 75
Торф. Глубина 120—128 см.
КРИЛ-658 1075 ± 40
Торф. Глубина 0—25 см.
КРИЛ-659 1480 ± 40
Торф. Глубина 25—50 см.
КРИЛ-660 2280 ± 40
Торф. Глубина 50—75 см.
КРИЛ-661 3130 ± 120
Торф.Глубина 75—100 см.
КРИЛ-662 4085 ± 120
Торф. Глубина 100—125 см.
КРИЛ-663 4965 ± 55
Торф. Глубина 125—150 см.
КРИЛ-664 5250 ± 60
Торф. Глубина 150—175 см.
КРИЛ-665 6245 ± 65
Торф. Глубина 175—200 см.
КРИЛ-666 6745 ± 65
Торф. Глубина 200—225 см.
КРИЛ-667 7520 ± 75
Торф. Глубина 250—275 см.
КРИЛ-668 7890 ± 240
Торф. Глубина 300—325 см.
КРИЛ-669 8200 ± 240
Торф. Глубина 325 см.

Низкая ингрессионная терраса р. Оби, устье р. Соснинский Еган Тюменской области. Образцы отобраны и предоставлены С.В. Васильевым.

КРИЛ-672 5745 ± 50
Торф. Глубина 300—315 см.
КРИЛ-675 4675 ± 45
Торф. Глубина 270—280 см.
КРИЛ-677 4770 ± 45
Торф. Глубина 160—180см.

Нижняя часть уступа надпойменной террасы р. Енисей, с. Назимово Красноярского края. Образцы отобраны и предоставлены С.М. Горожанкиной.

КРИЛ-678 425 ± 30
Торф. Глубина 0—50 см.
КРИЛ-679 3160 ± 50
Торф. Глубина 50—75 см.
КРИЛ-680 5540 ± 70
Торф. Глубина 75—100 см.
КРИЛ-681 1760 ± 40
Торф. Глубина 25—50 см.
КРИЛ-682 740 ± 30
Торф. Глубина 0—25 см.

КРИЛ-683	**1950 ± 40**
Торф. Глубина 25—50 см.	
КРИЛ-684	**5530 ± 50**
Торф. Глубина 75—100 см.	
КРИЛ-685	**770 ± 30**
Торф. Глубина 0—25 см.	
КРИЛ-686	**1870 ± 40**
Торф. Глубина 25—50 см.	
КРИЛ-687	**6059 ± 60**
Торф. Глубина 75—100 см.	
КРИЛ-688	**245 ± 30**
Торф. Глубина 0—25 см.	
КРИЛ-689	**1155 ± 35**
Торф. Глубина 25—50 см.	
КРИЛ-690	**1610 ± 40**
Торф. Глубина 50—65 см.	
КРИЛ-691	**630 ± 30**
Торф. Глубина 0—25 см.	
КРИЛ-692	**1375 ± 35**
Торф. Глубина 25—50 см.	
КРИЛ-693	**830 ± 30**
Торф. Глубина 0—25 см.	
КРИЛ-694	**640 ± 30**
Торф. Глубина 0—15 см.	
КРИЛ-695	**1240 ± 40**
Торф. Глубина 15—30 см.	
КРИЛ-695а	**2390 ± 40**
Торф. Глубина 30—50 см.	
КРИЛ-696	**2840 ± 50**
Торф. Глубина 50—60 см.	
КРИЛ-697	**1830 ± 40**
Торф. Глубина 8—17 см.	
КРИЛ-698	**2730 ± 45**
Торф. Глубина 17—20 см.	
КРИЛ-699	**3640 ± 90**
Торф. Глубина 20—22 см.	
КРИЛ-700	**450 ± 60**
Торф. Глубина 5—10 см.	
КРИЛ-701	**680 ± 30**
Торф. Глубина 7—15 см.	
КРИЛ-702	**2415 ± 100**
Торф. Глубина 20—30 см.	
КРИЛ-703	**3190 ± 80**
Торф. Глубина 30—35 см.	
КРИЛ-704	**440 ± 30**
Торф. Глубина 3—10 см.	
КРИЛ-705	**960 ± 40**
Торф. Глубина 11—20 см.	
КРИЛ-706	**1975 ± 80**
Торф. Глубина 20—40 см.	
КРИЛ-707	**3410 ± 120**
Торф. Глубина 40—55 см.	
КРИЛ-708	**3885 ± 60**
Торф. Глубина 55—60 см.	

СОДЕРЖАНИЕ

М.Н. Алексеев. О положении четвертичной системы в общей шкале фанерозоя 5

А.А. Величко. Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях Северного полушария..... 14

К.Д. Михайлеску, А.К. Маркова, А.Л. Чепалыга, Р.Я. Арап, А.Л. Коваленко. Биостратиграфия опорного разреза (лектостратотипа) древнезаксинских отложений у с. Озерное..... 29

Э.А. Вангенгейм, М.Л. Векуа, В.И. Жегалло, М.А. Певзнер, И.Г. Тактакишвили, А.С. Тесаков. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах 41

В.Н. Гатауллин. Марресальская свита Западного Ямала — отложения дельты пра-Оби 53

С.В. Гончаров. Последние ледниково-подпрудные озера долины Енисея 62

В.А. Камалетдинов, П.С. Минюк. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены 68

В.А. Ранов, С.М. Цейтлин. Палеолитическая стоянка Диринг глазами геолога и археолога..... 79

А.А. Свиточ, Н.С. Болиховская, В.А. Большаков, Т.Н. Воскресенская, В.С. Гунова, О.В. Денисенко, О.Б. Парунин, Г.М. Шумова. Опорные разрезы новейших отложений Сахалина 88

М.П. Чеховская, И.И. Бурмистрова. Фораминиферы и гидрологические условия в субантарктической области Тихого океана в плейстоцене 101

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

А.Н. Симакова. Субфоссильные спектры различных растительных зон Западного Саяна 108

Н.П. Калмыков. Антилоспира из плиоцена Западного Забайкалья..... 111

С.С. Сухорукова, А.Я. Шевко, С.К. Кривоногов, В.А. Бахарева, В.А. Панычев, Л.А. Орлова. Новые материалы к стратиграфии покровных отложений правобережья Среднего Енисея в связи с проблемой возраста оледенений 116

ХРОНИКА

В.Э. Мурзаева. О работе Комиссии по изучению четвертичного периода в 1988—1989 гг. 123

П.А. Каплин, С.П. Евдокимов. Открытие Марковских чтений 127

ПРИЛОЖЕНИЕ

О.А. Чичагова, А.Е. Черкинский, В.М. Алифанов, Л.Г. Барковская, В.Г. Цыганов. Радиоуглеродные исследования Радиометрической лаборатории Института географии АН СССР. Сообщение VI..... 131

В.В. Костюкевич, О.В. Днепровская. Радиоуглеродные данные Лаборатории геохимии Института мерзлотоведения СО АН СССР.Сообщение XI 139

Э.В. Стариков, В.А. Жидовленко, С.М. Горожанкина. Радиоуглеродные датировки Института леса и древесины им. В.Н. Сукачева СО АН СССР. Сообщение 5..... 142

CONTENTS

M.N. Alekseev. The status of Quaternary in the general Fanerozoic scale. 5

A.A. Velichko. The correlation of Late Quaternary events of Northern hemisphere glacial areas. 14

K.D. Mihailesku, A.K. Markova, A.L. Chepalyga, P.Ya. Arap, A.L. Kovalenko. Biostratigraphy of the key section (lectostratotype) of Ancient Euximian deposites near Ozernoye. 29

E.A. Vangengeim, M.L. Vekua, V.I. Zhegallo, M.A. Pevzner, I.G. Taktakishvili, A.S. Tesakov. Position of the Taman faunistic complex in the stratigraphic and magnetochronological scales 41

V.N. Gataullin. The Western Yamal—Marre-sale formation — deltaic deposits of Pra-Ob 53

S.V. Goncharov. The latest glacial-dam lakes of the Enisei Valley 62

V.A. Kamaletdinov, P.S. Minyuk. Morphology and characteristics of the Bestyakh terrace deposits (the Lena river middle course) 68

V.A. Ranov, S.M. Tseitlin. The Palaeolithic site Diring viewed by geologist and archaeologist. 79

A.A. Svitoch, N.S. Bolikhovskaya, V.A. Bolshakov, T.N. Voskresenskaya, V.S. Gunova, O.V. Denisenko, O.B. Parunin, G.M. Shumova. Quaternary key sections of the Sakhalin Island 88

M.P. Chehovskaya, I.I. Burmistrova. Foraminifera and the Pleistocene hydrological conditions of Subantarctic Pacific 101

SCIENTIFIC NEWS AND SHORT COMMUNICATIONS

A.N. Simakova. Subfossil spectra of different plant zones of West Sayan Mts 108

N.P. Kalmykov. Antilospira from West Transbaikalian Pliocene. 111

S.S. Sukhorukova, A.Y. Shevko, S.K. Krivonogov, V.A. Bakhareva, V.A. Panychev, L.A. Orlova. New evidence to stratigraphy of cover deposits in relation with glaciation dating (right bank of the Yenisei River middle course) 116

CHRONICLE

V.E. Murzayeva. Report on the activities of the Commission for study of the Quaternary (1988—1989) 123

P.A. Kaplin, S.P. Evdokimov. Beginning of Markov's readings 127

APPENDIX

O.A. Chichagova, A.E. Cherkinsky, V.M. Alifanov, L.G. Barkovskaya, V.G. Tsyganov. Radiocarbon studies in the Radiometry Laboratory, Institute of Geography, USSR Acad. Sci. Rep. VI 131

V.V. Kostyukevich, O.V. Dneprovskaya. Radiocarbon datings obtained in the Laboratory of geochemistry of Permafrost, Institute of Permafrost Siberian Department Acad. Sci. USSR. Rep. XI 139

E.V. Starikov, V.A. Zhidovlenko, S.M. Gorozhankina. Radiocarbon datings obtained at the Institute of Forest and Wood Siberian Department Acad. Sci. USSR. Rep. 5 142

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ
КОМИССИИ
ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА № 60

Утверждено к печати
Комиссией по изучению
четвертичного периода
АН СССР

Заведующая редакцией
Н.И. Каверина

Редактор издательства
А.А. Фролова

Художественный редактор
Н.Н. Михайлова

Технический редактор
Г.П. Каренина

Корректор
Н.Л. Голубцова

Набор выполнен в издательстве
на компьютерной технике

ИБ № 48332

Подписано к печати 05.06.91
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Сов. Кириллица
Печать офсетная
Усл. печ.л. 12,4 Усл. кр.-отт. 12,7
Уч.-изд. л.13,5. Тираж 500 экз.
Тип. зак. 1350. Цена 5 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Готовятся к печати книги:

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 61

В номер Бюллетеня включены новые материалы по основным проблемам четвертичной геологии и палеогеографии. Рассматриваются вопросы хроностратиграфии, палеоклиматологии, древних оледенений, морской геологии, палеонтологии, археологии. Представленные статьи охватывают самые различные регионы: Европу, Северную Америку, зарубежную Азию, а в пределах СССР — Подмосковье, Карпаты, Таджикистан, Туркмению, Западную Сибирь, Северо-Восток и Приморье. Публикуются списки новых радиоуглеродных датировок, полученных в лабораториях АН СССР и других организаций.

Для геологов, палеогеографов, палеонтологов, археологов.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Сборник включает новейшие данные по геохронологии четвертичного периода. Особое внимание уделено изотопным методам определения возраста новейших отложений. Обсуждаются примеры применения различных методов датирования в теории и практике геологических, палеоэкологических, археологических и других видов исследований. Для многих регионов СССР приводятся материалы по детализации геохронологических шкал, реконструируются условия палеосреды по определенным временным срезам. Рассматривается реальная возможность различных методов, докладываются результаты межлабораторного контроля термолюминесцентного датирования.

Для геологов, археологов, палеогеографов.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига" с указанием магазинов и отделов "Книга–почтой"

Магазины "Книга–почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга–почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга–почтой", 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга–почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга–почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга–почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга–почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга–почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга–почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга–почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга–почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга–почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга–почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга–почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга–почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пущино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга–почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга–почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга–почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга–почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга–почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга–почтой"

5 р. 40 к.